

Introduction à la géodynamique.
Notes pour le cours SCT4003
version beta January 12, 2011

Jean-Claude Mareschal



Contents

	<i>Introduction</i>	<i>page</i> 1
	<i>References</i>	3
1	Historique	5
	1.0.1 Révolution scientifique et paradigme.	5
	1.0.2 Les grands débats en Géologie	6
	1.0.3 La contribution de Wegener: la dérive des continents	7
	1.0.4 Réponse à l'hypothèse de Wegener.	9
	1.0.5 Exploration des fonds marins. Paléomagnétisme.	10
	1.1 Remarques	11
2	Structure interne de la Terre	13
	2.1 Structure sismique de la Terre	13
	2.2 Isostasie	14
	2.3 Structure rhéologique	18
	2.3.1 Rhéologie	19
	2.3.2 Déformation continue des roches	19
	2.3.3 Loi de Byerlee	20
3	Expansion des fonds océaniques	23
	3.1 Fonds océaniques	23
	3.1.1 Morphologie des fonds océaniques	23
	3.1.2 Structure sismique de la croûte océanique	24
	3.1.3 Gravité	25
	3.1.4 Flux de chaleur	25
	3.1.5 Géologie marine	26
	3.2 Les inversions du champ magnétique terrestre.	26
	3.2.1 Anomalie magnétique	26

3.2.2	Propriétés magnétiques des roches et minéraux	27
3.2.3	Magnétisme inversé dans les roches	28
3.2.4	Chronométrie des inversions	28
3.2.5	Mécanisme des inversions	30
3.3	Anomalies magnétiques marines: Hypothèse de Vine-Matthews-Morley.	31
3.4	Applications	33
3.5	Problèmes en suspens	35
3.6	Notes supplémentaires	37
3.6.1	1: La méthode sismique réfraction	37
3.6.2	Notes supplémentaires: Flux de chaleur	39
3.6.3	Notes supplémentaires: Anomalies du champ magnétique	40
3.6.4	Champ d'un dipole.	40
3.6.5	Propriétés magnétiques des roches et des minéraux.	41
3.7	Notes supplémentaires: Chronométrie K-Ar.	41
4	Les plaques: Cinématique	44
4.1	Fautes transformantes	44
4.2	Zones de subduction	46
4.3	Tectonique des plaques	46
4.4	Cinématique des plaques.	51
4.4.1	Description du mouvement dans l'espace des vitesses	51
4.4.2	Mouvement sur une sphère. Pôles d'Euler	52
4.4.3	Lois de conservation	53
4.4.4	Stabilité des points triples	53
4.5	Applications	54
4.5.1	Tectonique de la côte Pacifique de l'Amérique du Nord	54
5	Point Chauds-Cycle de Wilson	61
5.1	Points Chauds	61
5.1.1	Points chauds actifs	63
5.1.2	Fixité des points chauds	63
5.1.3	Application: Ouverture de l'Atlantique	63
5.2	Cycle de Wilson	65
6	Sismologie et tectonique des plaques	66
6.1	Observations des tremblements de Terre	66

6.2	Sismicité et définition des frontières de plaques	67
6.3	Mécanisme au foyer des tremblements de terre	68
6.3.1	Description des failles	68
6.3.2	Détermination des mécanismes au foyer	68
6.3.3	Application	70
6.3.4	Sismicité intraplaque	75
6.4	Notes supplémentaires: Tenseur des contraintes.	77
6.4.1	Contraintes principales	78
6.4.2	Effet de la friction	80
6.4.3	Changement de système d'axes de coordonnées	81
7	Paléomagnétisme	82
7.1	Introduction	82
7.2	Champ magnétique terrestre	82
7.3	Propriétés magnétiques des roches	85
7.4	Détermination des paléopôles	87
7.5	Applications du paléomagnétisme	89
7.6	Appendice: Détermination du paléopôle	93
8	Applications de la géodésie spatiale à la tectonique des plaques	95
8.1	Télémétrie satellite. SLR (Satellite Laser Ranging)	96
8.2	GPS-Global Positioning System	97
8.3	Interférométrie à large base: VLBI (Very Long Baseline Interferometry)	98
8.4	Altimétrie satellite	100
8.5	Interférométrie radar. (SAR-Synthetic Aperture Radar)	100
8.6	Application en planétologie	102
8.7	Applications environnementales	103
8.8	Méthodes	103
8.8.1	Effet Doppler	103
8.8.2	Interférométrie	103
8.8.3	Mesure de la distance par GPS	104
8.8.4	Satellite Laser Ranging	105
8.8.5	La mission des satellites GRACE	106
9	Evolution de la lithosphère océanique.	
	Mécanismes de la tectonique des plaques.	112
9.1	Modèles d'évolution thermique de la lithosphère océanique	112

9.1.1	Variations du flux de chaleur avec l'âge	112
9.1.2	Variation de la bathymétrie des océans avec l'âge	113
9.1.3	Effet des points chauds	115
9.1.4	Applications	116
9.2	Forces agissant sur les plaques	116
9.2.1	Poussée de la dorsale (ridge push)	116
9.2.2	Traction de la zone de subduction (slab pull)	116
9.2.3	Forces sur les failles transformantes	118
9.2.4	Friction à la base de la plaque (viscous drag)	118
9.2.5	Contraintes intraplaques	119
9.2.6	Stabilité des chaînes de montagne	120
9.3	Mécanismes de la Tectonique des plaques	121
9.3.1	Organisation de la convection dans le manteau	122
9.4	Flux de chaleur	126
9.5	Modèle de refroidissement de la lithosphère	127
9.6	Subsidence thermique	128
9.7	Convection thermique	128
9.7.1	Viscosité d'un fluide	128
9.7.2	Nombre de Rayleigh critique	129
10	Rifts intracontinentaux.	
	Marges continentales passives. Bassins sédimentaires.	136
10.1	Rifts intracontinentaux	136
10.1.1	Comparaison des rifts Est Africain et du Rio Grande	136
10.1.2	Mécanisme de formation d'un graben	139
10.1.3	Modèles d'évolution	140
10.1.4	Rift océanique	141
10.2	Rifts avortés. Aulacogènes.	142
10.2.1	Rifts avortés en Amérique du Nord	142
10.2.2	Aulacogènes	142
10.3	Marges continentales passives. Formation des bassins sédimentaires.	142
10.3.1	Subsidence des marges continentales	142
10.3.2	Bassins sédimentaires intracontinentaux	143
10.4	Chronologie des rifts de l'Afrique de l'Est et du Rio-Grande	145
10.4.1	Rio-Grande	145

10.4.2	East Africa	145
11	Zones de convergence 1: Subduction	146
11.1	Subduction océanique	146
11.1.1	Morphologie	147
11.1.2	Sismicité	147
11.1.3	Gravité	147
11.1.4	Structure sismique profonde	148
11.1.5	Volcanisme	148
11.1.6	Bassins marginaux	148
11.1.7	Prismes d'accrétion	148
11.1.8	Métamorphisme des zones de convergence	149
11.2	Marges continentales actives	149
11.2.1	Cordillère des Andes	149
11.2.2	Cordillère nord américaine	150
11.2.3	Bassins d'avant pays (Foreland basins)	150
11.3	Megathrust earthquakes in the Cascadia subduction zone	151
11.4	Notes supplémentaires: Flexure de la lithosphère.	152
12	Collision continentale	155
12.1	Zones de convergence 2: Collision continentale	155
12.2	Himalaya. Tibetan plateau	160
13	Evolution tectonique des planètes internes	162
13.1	Propriétés des planètes internes	162
13.2	Atmosphère et Climat	162
13.3	Age apparent de la surface	164
13.4	Gravité et Topographie	165
13.5	Activité et évolution tectonique	169
13.6	Le système Terre-Lune. Origine de la Lune	169
13.7	Conclusion	171
13.8	Lois de conservation	172
14	Remarques finales	173
	Appendix A Anomalies de gravité.	175
	<i>Index</i>	180
	<i>References</i>	181

Introduction

Objectifs du cours

Ce cours résulte de la fusion de deux cours: Tectonique des plaques et Physique du Globe. Une introduction sérieuse à ces deux sujets exigerait au minimum un cours complet pour chacun. Dans l'espace de ce cours, nous allons poursuivre trois objectifs principaux:

- Examiner les méthodes qui permettent de mettre en évidence et déterminer le mouvement relatif des plaques tectoniques.
- Etudier comment le mouvement des plaques est lié à la structure interne et à la dynamique du manteau terrestre.
- Etudier comment la tectonique des plaques explique et intègre l'ensemble des phénomènes géologiques dans le cadre du *cycle de Wilson*, cycle d'ouverture et fermeture de bassins océaniques.

Un objectif accessoire du cours est de montrer l'utilisation de modèles physiques simples. Le but n'est pas de développer des modèles mathématiques complexes, mais de montrer comment comprendre et résoudre des problèmes géologiques à l'aide de simples raisonnements physiques. Ce sont les mesures géophysiques qui ont permis de l'avènement de la tectonique des plaques, il y a maintenant 40 ans. Au cours des 20 dernières années, le développement des méthodes de *tomographie sismique* et de *géodésie spatiale* a permis d'explorer aux limites de la tectonique des plaques.

Références

Il existe de nombreux et excellents ouvrages de référence en anglais. Malheureusement, il n'existe aucun ouvrage en français qui puisse servir

de référence pour ce cours. Parmi les textes en anglais, les plus utiles seront Cox and Hart (1991), Kearey et al. (2009) et Davies (1999). Bott (1982) est superbement écrit et agréable à lire, malheureusement pas assez quantitatif et maintenant un peu dépassé. Condie (2004) est une nouvelle édition de Condie (1997) et reste une bonne introduction pour géologue, malgré le changement opportuniste du titre. Les livres de Fowler (2005), Schubert et al. (2001), Stacey and Davis (2008) sont de niveau plus avancés. .



References

- Allègre, C. 1996. *De la pierre a l'étoile*. Fayard.
- Allègre, C. 2010. *L'écume de la terre*. LGF.
- Bott, M. H. P. 1982. *The Interior Of The Earth*. Reprint edn. Edward Arnold.
- Condie, Kent. 2004. *Earth as an Evolving Planetary System*. 1 edn. Academic Press.
- Condie, Kent C. 1997. *Plate Tectonics, Fourth Edition*. 4 edn. Butterworth-Heinemann.
- Cox, A., and Hart, B. R. 1991. *Plate Tectonics: How It Works*. Wiley-Blackwell.
- Davies, G F. 1999. *Dynamic Earth: Plates, plumes, and mantle convection*. Cambridge, (U.K.): Cambridge University Press.
- Fowler, C M R. 2005. *The solid Earth. An Introduction to Global Geophysics*. 2nd edn. Cambridge, (U.K.): Cambridge University Press.
- Jolivet, L., and Nataf, H.C. 1998. *Godynamique*. Dunod.
- Kearey, Philip, Klepeis, Keith A., and Vine, Frederick J. 2009. *Global Tectonics*. 3 edn. Wiley-Blackwell.
- Lallemant, Serge, Huchon, Philippe, Jolivet, Laurent, and Prouteau, Galle. 2005. *Convergence lithosphérique*. Vuibert.
- Schubert, Gerald, Turcotte, Donald L., and Olson, Peter. 2001. *Mantle Convection in the Earth and Planets*. Cambridge University Press.
- Stacey, F. D. 1992. *Physics of the Earth*. second edn. Brisbane, Qld.: Brookfield Press.
- Stacey, Frank D., and Davis, Paul M. 2008. *Physics of the Earth*. 4 edn. Cambridge University Press.
- Turcotte, D. L., and Schubert, G. 2001. *Geodynamics*. 2nd edn. Cambridge, UK: Cambridge University Press.
- Watts, A B. 2001. *Isostasy and Flexure of the Lithosphere*. Cambridge, U.K.: Cambridge University Press.

Liens WWW

De nombreuses informations et des données sont directement accessibles par l'intermédiaire du web. La liste des sites ci dessous n'est pas exhaustive. La plupart de ces sites offrent aussi un interface pour visualiser les cartes avec Google Earth.

National Geophysical Data Center. NOAA. Boulder (CO).

<http://www.ngdc.noaa.gov>

Ce site offre différentes données globales (topographie, bathymétrie, gravité, climatologie, etc.) qui peuvent être téléchargées ou visualisées.

USGS National Earthquake Information Center HOME PAGE

<http://earthquake.usgs.gov>

Ce site présente toutes les données d'activité sismique en temps réel. les mécanismes au foyer des tremblements de Terre les plus récents sont aussi affichés.

USGS National Earthquake Information Center World Data Center A for Seismology

<http://earthquake.usgs.gov/regional/world/seismicity/>

USGS Volcano hazards program

<http://volcanoes.usgs.gov/>

Présente l'état de l'activité volcanique et des liens a d'autres sites.

NASA National Aeronautics and Space Administration

<http://www.nasa.gov/>

Le site présente des images de la Terre vue de l'espace ainsi que les programmes d'exploration planétaire de NASA.

Modèle tomographique global de vitesse des ondes S dans manteau supérieur. <http://ciei.colorado.edu/~nshapiro/MODEL/>

Des liens avec certains de ces sites ainsi que de nombreux autres sites d'intérêt se trouvent sur le site WEB de la commission géologique du Canada.

http://ess.nrcan.gc.ca/index_e.php

GPlates is desktop software for the interactive visualisation of plate-tectonics. <http://www.gplates.org/>

1

Historique

La théorie de la tectonique des plaques a permis de placer tous les phénomènes géologiques dans un cadre explicatif très simple qui peut se résumer en quelques phrases.

L'enveloppe externe de la Terre est formée de plaques rigides. Le mouvement relatif de ces plaques produit des déformations concentrées à leurs frontières. La séparation de deux plaques conduit à la formation du plancher océanique qui est détruit dans les zones de convergences. Tous les phénomènes géologiques et l'évolution des continents sont ainsi liés à des cycles d'ouverture et fermeture de bassins océaniques (cycles de Wilson). Le mouvement des plaques est entretenu par et participe au refroidissement du manteau terrestre par convection.

1.0.1 Révolution scientifique et paradigme.

De nombreuses études ont tenté de formaliser la démarche de la recherche scientifique. Au vingtième siècle, il faut surtout citer les travaux de Popper, Lakatos, Kuhn, et Feyerabend.

La tectonique des plaques a été présentée comme un exemple de *révolution scientifique* selon Kuhn (Kuhn, 1962). D'après lui, la science progresse surtout au cours de grandes crises, les révolutions scientifiques. Entre ces révolutions, la science normale procède à l'intérieur de *paradigmes*. Le paradigme est l'ensemble des règles acceptées par la communauté. En temps normal, ces règles sont celles que l'on trouve dans les livres de classe. La recherche scientifique fonctionne dans le cadre de ces règles et ne les remet pas en question. De temps en temps, des anomalies sont observées. La première réponse consiste à aménager l'ancienne théorie. Si les anomalies se multiplient et que la théorie semble irréparable, il se produit une crise qui ne peut se résoudre que par

un changement de paradigme. La nouvelle théorie doit d'une part contenir l'ancienne comme cas particulier, et d'autre part expliquer les phénomènes qui étaient inexplicables par l'ancienne.

L'explication de Kuhn ne fait pas l'unanimité parmi les historiens et philosophes de la science. Sir Karl Popper avait essayé de montrer que la recherche scientifique obéit à une véritable logique (Popper, 1934). Il a montré qu'une théorie ne peut jamais être prouvée mais simplement être rendue plus probable. Pour la rendre plus probable, il faut la tester expérimentalement. La démarche scientifique consiste donc à faire des expériences critiques qui permettent de tester la théorie et de la rendre plus probable.

Pour Imre Lakatos, la démarche scientifique est définie par la mise en compétition de programmes scientifiques. Un programme de recherche consiste en un noyau dur (les paradigmes) et une ceinture protectrice d'hypothèses supplémentaires (Lakatos, 1978). La démarche consiste à explorer ces hypothèses périphériques. Le choix de la communauté scientifique de poursuivre un programme est un choix rationnel qui est d'abord basé sur sa rentabilité. Un programme dépérit et est abandonné lorsqu'il cesse de produire des résultats nouveaux.

Finalement, Feyerabend a une vision beaucoup moins rationaliste. Ainsi, il affirme que la science est une entreprise essentiellement anarchiste qui ne procède pas d'une démarche aussi organisée et rigoureuse que celle proposée par Popper. Il laisse beaucoup plus de place au hasard dans la découverte scientifique (*serendipity*) (Feyerabend, 1975).

1.0.2 Les grands débats en Géologie

La tectonique des plaques n'était pas la première tentative d'une théorie générale de la géologie et la controverse sur la dérive des continents n'était pas le premier débat à agiter les sciences de la Terre. A la fin du XVIII^e siècle, un premier grand débat a opposé le *neptunisme* de Werner au *plutonisme* de Hutton. Sans entrer dans le détail, les neptunistes proposaient que toutes les roches avaient été formées dans les océans et que l'histoire de la Terre se résumait à l'émergence progressive des continents et au refroidissement des océans. Ceci explique l'évolution de la nature des roches depuis les roches formées dans des océans chauds (granite, basalte) aux roches formées dans des océans refroidis (calcaire, argile). Les roches les plus anciennes se trouvent ainsi au cœur des continents. Hutton a reconnu la différence entre roches ignées (primaires) et les roches sédimentaires (secondaires) qui en sont dérivées. Ses obser-

variations d'intrusions et d'inconformités lui ont fait suggérer que l'histoire de la Terre est une série de cycles qui se répètent. *No vestige of a beginning, No prospect for an end.*

Les différences entre plutonisme et neptunisme sont à la fois méthodologiques et philosophiques. Le neptunisme était basé sur une analyse globale à l'échelle du continent européen. La théorie est basée sur les tendances que l'on peut interpréter sur la carte géologique de l'Europe. Le plutonisme, au contraire est basé sur des observations locales. La deuxième différence concerne la nature du temps. Pour les neptunistes, le temps a une direction définie avec une évolution irréversible. Pour les plutonistes, au contraire, les phénomènes géologiques changent pas au cours du temps et les cycles se répètent indéfiniment.

Au cours du XIX^e siècle un second débat a opposé le *catastrophisme* des paléontologues français à l'*uniformitarisme* de Lyell. Pour les catastrophistes, les extinctions ne peuvent s'expliquer que par des catastrophes majeures qui expliquent toute l'histoire de la Terre. Pour les uniformitaristes, la Terre a évolué suivant les mêmes processus qui agissent et que l'on peut observer aujourd'hui.

Les réponses aux questions soulevées par tous ces débats sont moins tranchées qu'il peut paraître. La théorie de Wegener a fait renaître l'opposition entre modèles cycliques et unidirectionnels. Récemment, le catastrophisme est réapparu lorsqu'on a reconnu l'importance des impacts météoritiques tant pour les extinctions (Fin du Crétacée) que pour la formation de certaines structures géologiques (Sudbury). Aujourd'hui, de nombreux débats sont encore alimentés par les contradictions entre modèles basés sur des données globales et ceux basés sur des données locales.

1.0.3 La contribution de Wegener: la dérive des continents

Bien que la similarité des côtes de part et d'autre de l'Atlantique Sud ait provoqué de nombreuses spéculations auparavant, ce n'est qu'au début du XX^e siècle que les conséquences géologiques d'une dérive des continents ont été formulées de façon précise. En 1910, Taylor a suggéré que les chaînes de montagnes sont causées par le déplacement des continents. D'après son schéma, le déplacement de l'Eurasie vers le Sud et le déplacement des Amériques vers l'ouest causent les chaînes alpines et himalayennes et des cordillères américaines.

En 1915, Wegener a publié la première édition de son livre *L'origine*

des continents et des océans (Wegener, 1929). Cette contribution est importante parce que Wegener a proposé de faire une série d'observations qui seraient expliquées par sa théorie. Prises individuellement, ces observations ne suffisent pas à démontrer la validité de l'hypothèse de Wegener. Mais c'est l'ensemble de ces observations qui a donné du poids à la théorie de Wegener. Les observations les plus importantes sont les suivantes:

- La similarité des côtes.
- Les arguments paléontologiques: l'apparition et la disparition d'espèces simultanément de part et d'autre de l'Atlantique. De nombreux paléontologues suggéraient que des "ponts" continentaux auraient existé et se seraient effondrés pour donner naissance à l'océan atlantique.
- Wegener a fait grand cas d'arguments basés sur l'isostasie (voir section 2.2) pour démontrer qu'il n'était pas possible que les océans se forment par effondrement des continents. Cet argument est faible parce qu'il est possible de transformer des continents en océans par d'autres mécanismes qui préseveraient l'isostasie (changements de phase). De plus, ces arguments montrent que les continents ne peuvent se transformer en océans mais ne démontrent pas le déplacement des continents.
- Les arguments paléoclimatiques sont basés sur les anciennes glaciations en Inde, les anciens climats désertiques en Angleterre.
- Les arguments stratigraphiques sont basés sur la similarité de séquence de sédiments de part et d'autre de l'Atlantique sud.
- La similarité des provinces géologiques de part et d'autre de l'Atlantique nord et sud a également servi d'argument à Wegener.
- Wegener a aussi proposé que de précises mesures astronomiques permettraient de démontrer le mouvement relatif des continents. Malheureusement, Wegener avait surestimé le taux d'ouverture des océans (20m/a). Il a ainsi publié des mesures qui auraient montré un déplacement de plusieurs centaines de m par an du Groenland par rapport à l'Europe.

L'approche de Wegener, qui favorise les observations globales et l'évolution à sens unique de la Terre depuis l'éclatement de Pangée, a été critiquée comme la renaissance de l'approche neptuniste. La plupart des propositions de Wegener sont aujourd'hui vérifiées. Malgré son exceptionnelle intuition, Wegener avait laissé de grossières erreurs dans ses travaux. L'une de ces erreurs provient du manque de chronométrie absolue et donc de la surestimation des taux de déplacement. Une autre erreur tient au

mécanisme proposé par Wegener. Wegener proposait que la croûte continentale "flottait" sur la croûte océanique et ces "radeaux" continentaux se déplaçaient sur le plancher océanique. D'après Wegener, la force qui permettait le déplacement des continents était dirigée vers l'équateur et causée par une légère différence entre la résultante des forces de gravité et de la force d'Archimède.

1.0.4 Réponse à l'hypothèse de Wegener.

Les géophysiciens, en particulier Sir Harold Jeffreys ont immédiatement attaqué les faiblesses du mécanisme proposé par Wegener. Les mesures sismiques montraient que la croûte océanique est plus dure que la croûte continentale (les modules élastiques sont plus élevés) et les continents ne pouvaient donc pas simplement écarter la croûte océanique. Par ailleurs, la résultante des forces suggérées par Wegener est ridiculement faible.

En dépit de ces objections, l'hypothèse de Wegener a été sérieusement considérée pendant une dizaine d'années. Ce n'est qu'après le symposium de l'A.A.P.G., en 1928, que la majorité des géologues a ignoré la théorie de Wegener. Ceci est dû en partie aux erreurs dans les mesures astronomiques et la mauvaise chronométrie de Wegener.

Après la mort de Wegener en 1929, une minorité de chercheurs a continué à défendre sa théorie. Il faut surtout citer:

- Le géologue sud-africain du Toit a travaillé sur la similarité de la stratigraphie de part et d'autre de l'Atlantique. Argand a étudié la tectonique de l'Asie et avait conclu que seule la convergence de l'Inde et de l'Asie pouvait produire les grandes nappes himalayennes. A l'époque, ces arguments ont eu peu d'impact car la majorité des géologues pensaient que d'énormes déplacements horizontaux pouvaient être induits par des mouvements verticaux.
- Le géophysicien Arthur Holmes qui a proposé que le déplacement des continents et l'ouverture de bassins océaniques étaient dus à des courants de convection dans le manteau terrestre. Jeffreys pensait que les chaînes de montagne étaient causées par le refroidissement et la contraction thermique de la Terre. Holmes pensait que le manteau sous-continental était chauffé par la radioactivité des roches continentales et que cela causait la rupture des continents et l'ouverture de bassins océaniques.
- Les travaux expérimentaux de Griggs (1940) sur la rhéologie des roches ont montré que la rhéologie dépendait de l'échelle de temps considérée.

Une roche pouvant être élastique pour des phénomènes sismiques et visqueuse à l'échelle de quelques milliers d'années.

Le débat sur la dérive des continents fait partie d'un débat plus général sur le mécanisme de refroidissement de la Terre. La question avait déjà été soulevée au 19^e siècle lorsque Lord Kelvin avait calculé l'âge de la terre à partir du gradient thermique. Le calcul de Kelvin ne tenait pas compte des sources de chaleur interne (la radioactivité) et surtout supposait que la Terre se refroidissait uniquement par conduction. La découverte de la radioactivité n'a pas résolu la question soulevée par Kelvin car le problème principal est celui du mécanisme de refroidissement. Jeffreys et la majorité des géophysiciens ont continué à soutenir, comme Kelvin, que la Terre se refroidissait uniquement par conduction. Par contre, c'est parce qu'il a compris que la conduction n'était pas un mécanisme efficace de refroidissement de la Terre que Holmes a proposé que la manteau terrestre ne pouvait se refroidir que par convection. Incidemment, la convection permet une évolution cyclique tant qu'il y a des sources de chaleur, tandis que la conduction donne une direction au temps.

1.0.5 Exploration des fonds marins. Paléomagnétisme.

Les techniques développées pendant la guerre pour lutter contre les sous-marins ont servi à explorer les fonds marins après 1945. Par ailleurs, pour des raisons militaires, de nombreux programmes d'exploration et de cartographie des fonds marins se sont développés. Parmi les précurseurs de l'après guerre, il faut signaler Vening-Meinesz qui fit des mesures de gravité dans les fossés océaniques, Bullard qui fit les premières mesures de flux de chaleur, et M. Ewing qui développa la sismique marine.

Le paléomagnétisme fut développé par Blackett et Runcorn et leurs étudiants, en particulier Ted Irving au Canada. Leurs travaux furent longtemps ignorés par la communauté scientifique.

C'est la démonstration des inversions du champ magnétique et la mise au point de la chronométrie précise de ces inversions (Cox, Doell, Dalrymple) qui a permis à Morley, au Canada, et à Vine et Matthews, en Angleterre, de proposer l'hypothèse d'*expansion des fonds océaniques*.

Le concept de plaque est dû en grande partie à J. Tuzo Wilson (de l'Université de Toronto) qui a reconnu la nature et le rôle des failles transformantes. Le concept a été généralisé et introduit en 1967 à la

conférence de l'AGU par W. Jason Morgan, Dan P. McKenzie et Robert L. Parker.

1.1 Remarques

Il faut noter que l'évolution des idées a été très rapide dès que des mesures très précises ont permis de vérifier l'hypothèse d'expansion des fonds océaniques. Entre 1962 et 1967, la grande majorité des géophysiciens occidentaux a changé d'opinion et a adopté le nouveau *paradigme*. Il faut aussi noter que de nombreux chercheurs de très grande réputation sont restés jusqu'à leur mort opposés à la tectonique des plaques (Jeffreys, Ewing, Bellousov).

Remarquons que la tectonique des plaques, telle que formulée, il y a 30 ans, n'avait plus grand chose à voir avec la théorie de Wegener. Depuis la théorie a encore beaucoup évolué. Un premier point a été la reconnaissance progressive que la tectonique des plaques avait opéré pendant la plus grande partie de l'histoire de la Terre. C'est ainsi que la géologie des continents s'explique par la succession de cycles de Wilson d'ouverture et fermeture de bassins océaniques. Par ailleurs, les progrès technologiques, surtout ceux des mesures satellitaires permettent maintenant de mieux mesurer les déformations tectoniques. On a ainsi pu établir que les déformations ne se limitent pas toujours aux frontières de plaques. Dans le cas de collisions continentales, l'intérieur des plaques peut-être très profondément déformé.

L'avènement de la tectonique des plaques a aussi marqué le déclin, sinon la disparition, de la "géologie de terrain" dans la recherche en sciences de la Terre. Ce sont les données géophysiques qui ont établi la théorie. Même dans le cas des failles transformantes, ce sont les données sismiques qui ont établi leur nature et leur rôle. Aujourd'hui, la géodésie spatiale et la sismologie sont les outils privilégiés pour l'étude de la tectonique active.

L'évolution des sciences de la terre peut être décrite de différentes façons. L'interprétation de Kuhn doit être corrigée car il n'y avait pas de paradigme avant l'émergence de la tectonique des plaques, sauf peut-être en Russie où l'académicien V.V. Bellousov avait décrété que toute la tectonique est due à des déplacements verticaux. La très grande majorité des géologues et géophysiciens soviétiques s'est donc ralliée à la tectonique des plaques avec 20 ans de retard. Mais, la science dans l'URSS stalinienne et post-stalinienne avait une logique qui échappe à

toute analyse logique. Le concept de programme scientifique de Lakatos s'applique bien pour expliquer l'attitude et les choix de la communauté scientifique. On peut considérer que la contribution de Wegener était la formulation d'un programme de recherche. Ce programme était peu "rentable" en 1928. Pour Pauli, le pire défaut d'une théorie est de n'être même pas fausse, cad qu'elle est impossible à tester. C'était un peu le cas de la théorie de Wegener dans les années 1920s. C'est parce que le programme d'exploration de la structure interne de la Terre produisait des résultats nouveaux que la majorité des géophysiciens l'ont choisi en 1928. L'avènement de la tectonique des plaques marque autant le déclin de ce programme que le succès du programme concurrent.



2

Structure interne de la Terre

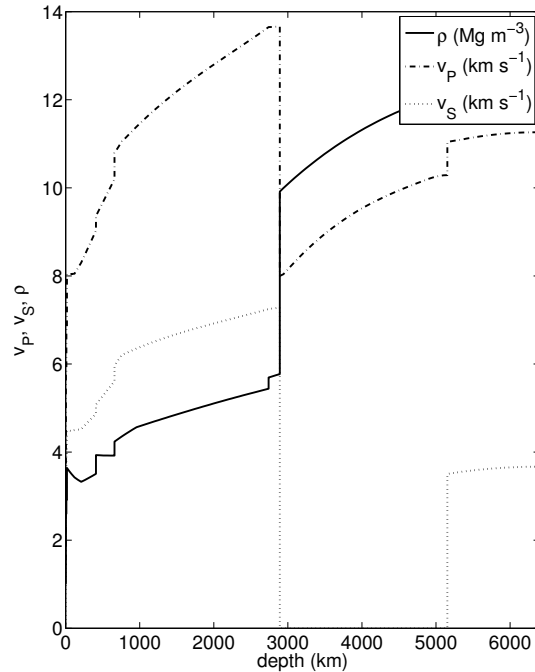
2.1 Structure sismique de la Terre

La structure interne de la Terre (Fig 2.2) a été définie par la sismologie. En première approximation, la terre est une sphère symétrique et ses propriétés (vitesses sismiques, état physique et densité) ne dépendent que de la profondeur. L'état physique (solide, liquide) est déterminé par la présence d'ondes de cisaillement (ondes S) qui ne se propagent pas dans les liquides.

Du point de vue sismique, la structure interne de la Terre est divisée en trois grandes régions (croûte, manteau, noyau) séparées par des discontinuités de vitesse (Jeffreys, 1976; Bullen, 1984). Il existe une structure plus fine à l'intérieur de chacune de ces régions.

- La croûte dont l'épaisseur varie entre 5km sous les océans et 40km sous les continents. L'épaisseur de la croûte océanique est à peu près constante (5-6km). La croûte continentale est souvent épaissie sous les chaînes de montagne, jusqu'à 80km dans l'Himalaya.
- Le manteau, qui est solide jusqu'à 2900km de profondeur. Deux zones de transition à 450km et 650km séparent le manteau supérieur du manteau inférieur. A la base du manteau, la couche D'' est probablement une zone où le gradient de température est élevé. Les études de tomographie sismique montrent que cette couche est très hétérogène.
- Le noyau externe est liquide et ne transmet pas d'ondes de cisaillement. Il est composé à 90% de Fe mais contient d'autres éléments.
- Le noyau interne est partiellement solide. Son état est solide a été déduit de l'augmentation de la vitesse des ondes de compression. Ce n'est que très récemment que l'on a identifié l'onde PKJKP (onde P

Figure 2.1 Profils moyens de vitesses sismiques et densité à l'intérieur de la Terre. Les discontinuités marquent les grandes enveloppes. L'absence d'onde de cisaillement dans le noyau externe implique qu'il est liquide



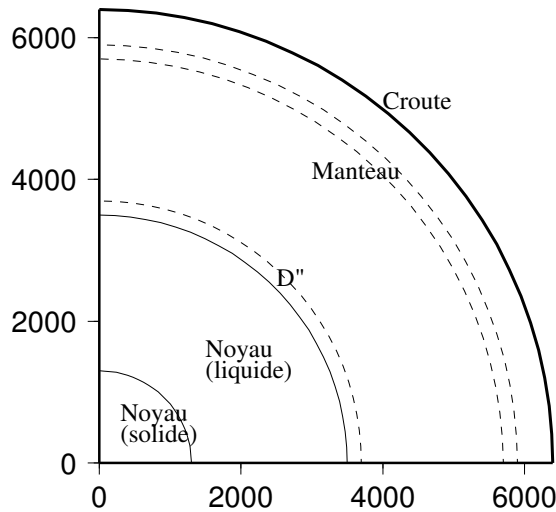
convertie en onde de cisaillement qui aurait traversé le noyau interne avant d'être reconvertie en P)(Cao et al., 2005).

La discontinuité de Mohorovic et la discontinuité manteau-noyau correspondent à des changements de composition. Les transitions entre le manteau supérieur et inférieur et entre les noyaux internes et externes sont interprétées comme des changements de phase.

2.2 Isostasie

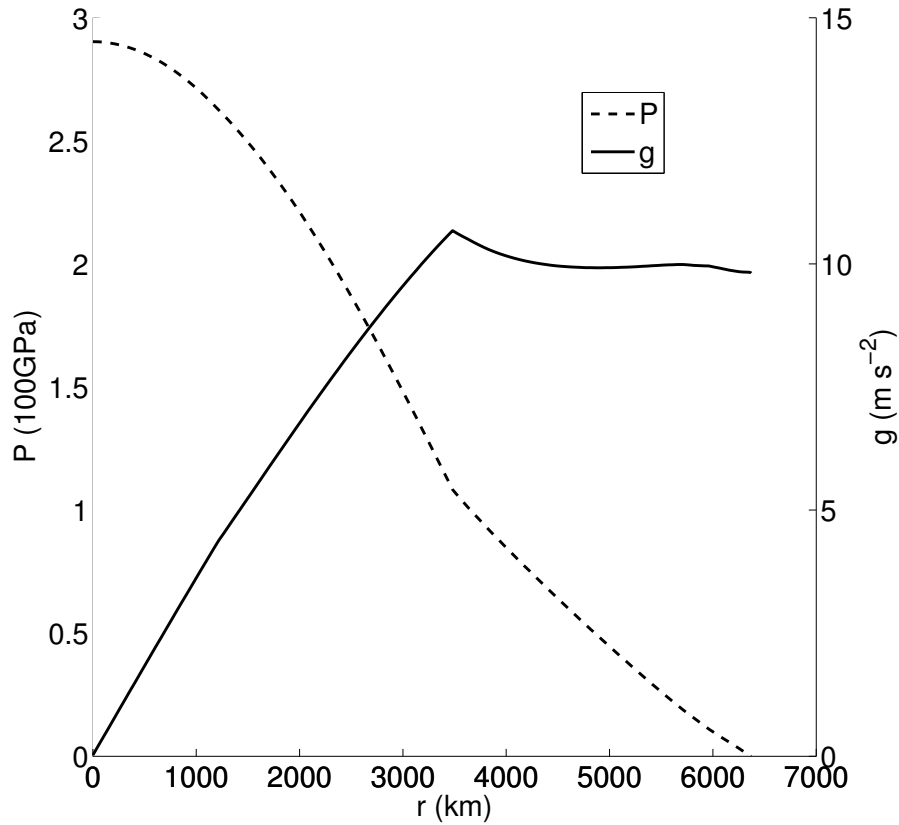
Les premières mesures des déviations de la verticale à proximité de chaînes de montagnes furent faites en Amérique du Sud par l'astronome

Figure 2.2 Structure interne de la Terre



Pierre Bouguer. Bouguer constata que l'attraction gravimétrique de la chaîne Andine était beaucoup plus faible que ce qu'il avait calculé. Les conclusions de Bouguer furent confirmées par les mesures faites par Everest en Inde. Il observa également que l'attraction gravitationnelle de la chaîne himalayenne était beaucoup plus faible que prévue. Pratt et Airy en déduirent leurs modèles d'isostasie. Leurs modèles impliquent que la masse de la chaîne de montagne est compensée en profondeur par un déficit de masse. Cette hypothèse est confirmée par la corrélation négative entre les anomalies de Bouguer et la topographie (voir Figures 2.4 et 2.4 et appendice A). Selon Pratt, c'est parce que la croûte est moins dense que les chaînes de montagnes sont élevées. Selon Airy, la croûte de densité moyenne constante et d'épaisseur variable, repose sur un manteau plus dense (comme un iceberg). Dans les deux modèles, la masse totale d'une colonne de roche entre la surface de la Terre et le niveau de compensation (auquel toutes les différences disparaissent) est

Figure 2.3 Variations de g et de la pression depuis le centre jusqu'à la surface de la Terre. On peut noter que g est peu près constant à travers le manteau.



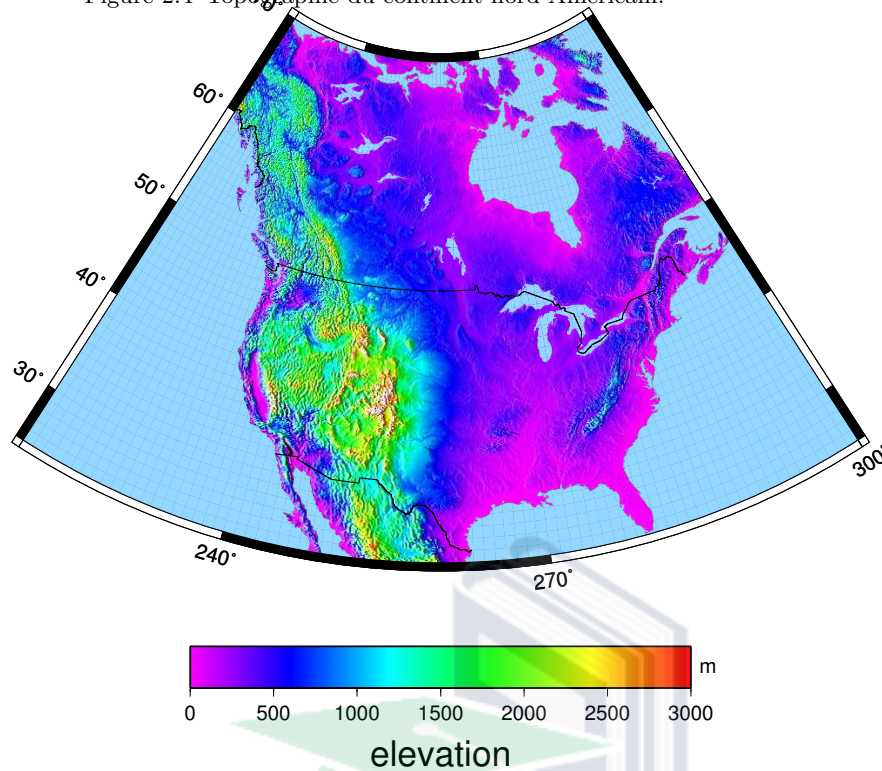
constante. Il en résulte que la pression est constante au niveau de compensation. Cette situation correspond à la condition d'équilibre dans un fluide (hydrostatique). La pression à la profondeur z_{comp} est:

$$P(z_{comp}) = \int_{z_0}^{z_{comp}} \rho(z)g dz \quad (2.1)$$

où z est la profondeur, z_0 est la surface de la Terre, g est l'accélération de la gravité, et ρ est la densité.

Le fait que l'isostasie soit observée dans les bassins sédimentaires ou

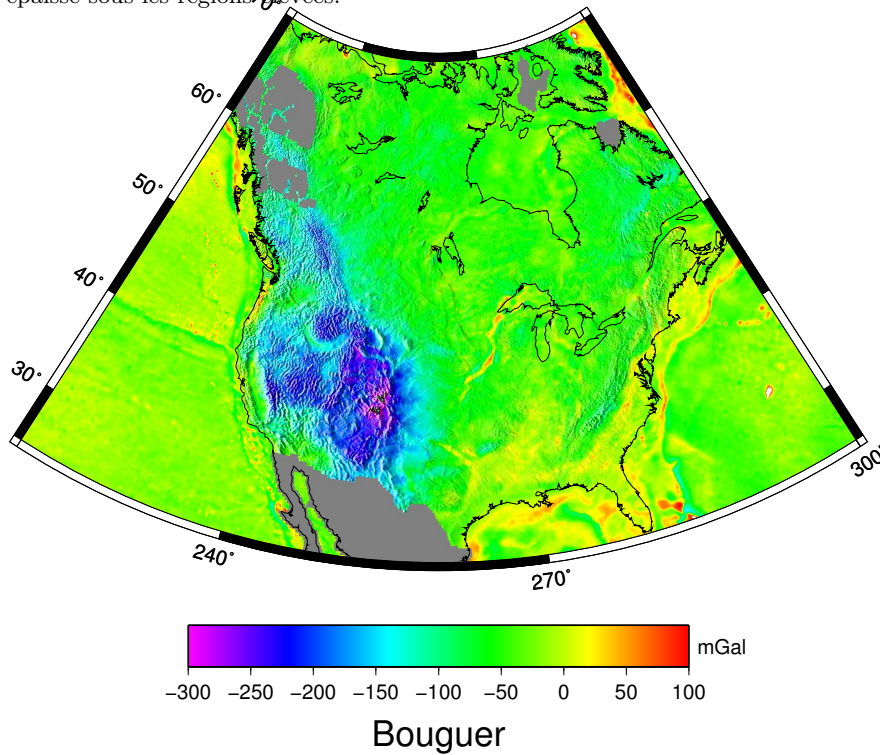
Figure 2.4 Topographie du continent nord Américain.



dans les orogènes quasi indépendamment du niveau d'érosion implique qu'il y a en permanence réajustement en réponse au chargement de la surface de la Terre. Ceci a été confirmé par l'étude du rebond post-glaciaire.

Les mécanismes de Pratt et d'Airy sont des mécanismes locaux. En fait, l'isostasie est un phénomène qui n'est valide que régionalement (à l'échelle de plusieurs centaines de km). Ainsi, c'est l'ensemble des Rocheuses qui sont compensées, mais chaque vallée ou montagne n'est pas compensée individuellement. Le mécanisme de compensation régionale fait appel à la flexure d'une *lithosphère élastique* qui supporte les charges de courtes longueurs d'onde.

Figure 2.5 Anomalie de Bouguer du continent nord Américain. Notez que l'anomalie de Bouguer est d'autant plus négative que l'altitude est élevée, suggérant une densité plus faible et/ou une croûte plus épaisse sous les régions élevées.



2.3 Structure rhéologique

Il est également possible de définir dans le manteau supérieur une lithosphère et une asthénosphère. Ces définitions ont été proposées d'abord pour expliquer le concept d'isostasie. La présence d'une région aisément déformable en profondeur était nécessaire pour permettre les ajustements isostatiques. La lithosphère est donc l'enveloppe externe de la Terre qui résiste aux déformations; l'asthénosphère est une couche plus malléable. La lithosphère ne coïncide pas nécessairement avec les plaques bien que les concepts soient proches. De même, les définitions basées sur les propriétés mécaniques ou thermiques ne coïncident pas exactement. La définition de l'asthénosphère est restée assez floue. Les sismologues ont identifié la base de la lithosphère avec une région du manteau à vitesse

sismique réduite (LVZ = low velocity zone). Cette définition est maintenant démodée. Une définition rhéologique de la lithosphère est basée sur les mécanismes de déformation des roches entre une région du manteau qui ne se déforme pas à l'échelle géologique et une zone qui peut se déformer (rhéologie visqueuse). On utilise souvent un isotherme (1300°C) pour définir la base de la lithosphère. On a aussi introduit une épaisseur élastique effective de la lithosphère qui n'a rien à voir avec les définitions précédentes.

2.3.1 Rhéologie

Un solide élastique ne peut se déformer de façon permanente. La déformation est proportionnelle à la contrainte et le solide retrouve son état initial en l'absence de contrainte. Par contre un fluide se déforme sous la contrainte et il ne retrouvera pas son état initial quand la contrainte n'est plus appliquée.

2.3.2 Déformation continue des roches

Dans un fluide, la déformation ϵ augmente tant que la contrainte σ est appliquée. Le cas le plus simple est le cas du fluide newtonien pour lequel :

$$\sigma = \nu \dot{\epsilon} \quad (2.2)$$

Le taux de déformation est donc proportionnel à la contrainte. La constante de proportionnalité ν est la viscosité du fluide. En fait, les expériences montrent que si une contrainte est appliquée pendant longtemps à un solide, il ne reviendra pas exactement à son état initial après disparition des contraintes. Ceci est aussi le cas pour les roches. Les expériences entreprises par Griggs sur la déformation de roches soumises à des contraintes de longues durées ont été faites systématiquement sur la plupart des roches. Ces expériences ont montré que les roches et minéraux peuvent subir une déformation permanente et continue. Le taux de déformation $\dot{\epsilon}$ dépend de la composition, de la température, et de la contrainte σ ; en première approximation, l'effet de la pression est souvent négligé. Les lois de déformation sont donc du type :

$$\dot{\epsilon} = A\sigma^n \exp(-H/RT) \quad (2.3)$$

$$\sigma = \left(\frac{\dot{\epsilon}}{A} \right)^{1/n} \exp(H/nRT) = \frac{\dot{\epsilon}^{(1/n-1)}}{A^{1/n}} \dot{\epsilon} \exp(H/nRT) \quad (2.4)$$

où A , n , et l'enthalpie d'activation H sont des constantes dépendant de la composition. $R = 8.3144 \text{ J mol}^{-1} \text{ K}^{-1}$ est la constante des gaz, T est la température thermodynamique. Dans la croûte $n \approx 3$ tandis que dans le manteau $n = 1$ (fluide newtonien). Cette loi est donc non linéaire dans la croûte où la contrainte n'est pas proportionnelle au taux de déformation. A faible contrainte, le taux de déformation est quasi nul, mais ce taux augmente beaucoup plus rapidement que la contrainte. Ainsi, pour $n = 3$, la déformation est multipliée par 8 alors que la contrainte double. Réciproquement, la contrainte nécessaire pour maintenir un taux de déformation n'augmente pas aussi rapidement que celui-ci. Pour le manteau, les données expérimentales et d'autres données géophysiques sont compatibles avec une loi linéaire. Dans ce cas

$$\sigma = \nu \dot{\epsilon} \quad (2.5)$$

où ν est la viscosité. Les contraintes se mesurent en Pa, les taux de déformation en s^{-1} , la viscosité en Pa s.

La figure 2.6 représente en fonction de la température la contrainte nécessaire pour maintenir un certain taux de déformation. Cette contrainte décroît très rapidement avec la température. Ainsi, c'est la température qui détermine si les roches se déforment continuellement (régime ductile) ou par fracture (régime cassant). Lorsque la contrainte pour maintenir un taux de déformation continue est inférieure à la contrainte de cisaillement sur un plan de fracture, le régime passe de cassant à ductile. La profondeur de cette transition dépend de la température.

2.3.3 Loi de Byerlee

La seule déformation permanente pour un solide est la fracture (régime cassant, *brittle*). Un matériel se fracture lorsque la contrainte de cisaillement sur un plan de fracture excède la friction le long du plan. Les expériences ont montré que cette limite ne dépend que de la pression (contrainte normale) et est indépendante de la composition des roches. La loi de Byerlee donne la valeur de la contrainte de cisaillement nécessaire σ_s pour qu'il y ait mouvement sur une fracture:

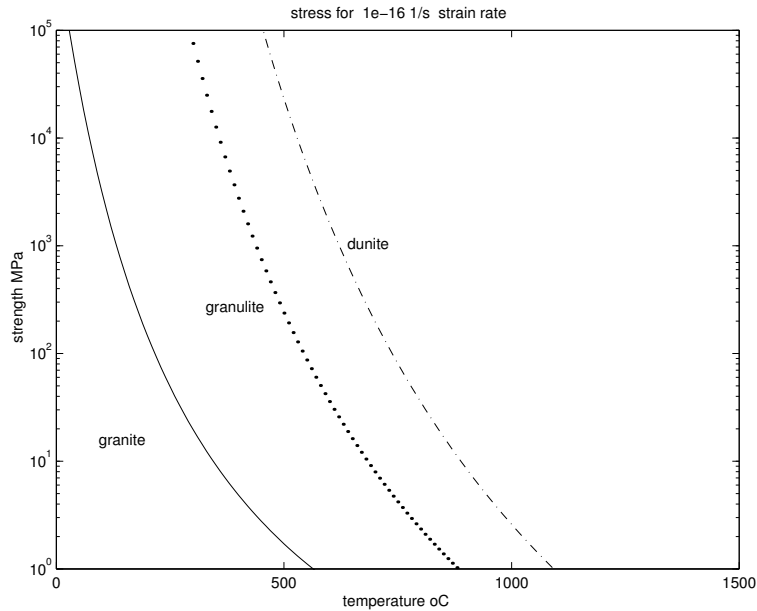
$$\sigma_s = \alpha(\sigma_n - P_f) \quad (2.6)$$

où σ_n est la contrainte normale, P_f est la pression de fluide et

$$\alpha \approx 0.8 \quad \sigma_n < 200 \text{ MPa}$$

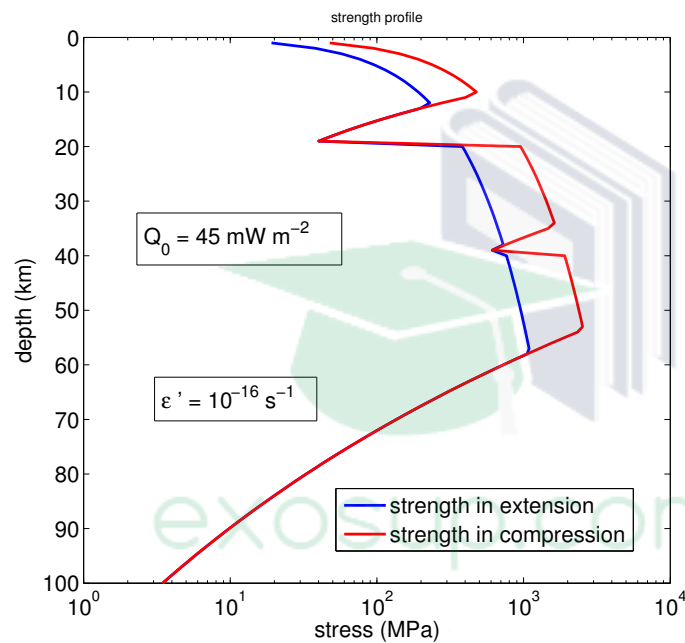
$$\alpha \approx 0.6 \quad \sigma_n > 200 \text{ MPa}$$

Figure 2.6 Contrainte nécessaire pour maintenir un taux de déformation donné en fonction de la température (Celsius) pour trois roches différentes: granite, granulite, et dunite. Ces roches correspondent à la croûte supérieure, inférieure, et au manteau. La température augmente et la contrainte diminue avec la profondeur.



Le gradient de pression lithostatique est à peu près 30MPa km^{-1} . La pression de fluide est souvent égale à la pression hydrostatique (10MPa km^{-1}). La contrainte de cisaillement nécessaire pour causer le déplacement le long d'un plan de fracture devient considérable dans la croûte inférieure. La plupart des tremblements de terre se produisent à une profondeur de moins de 20km. A cette profondeur, la contrainte de rupture est déjà très supérieure aux contraintes tectoniques moyennes (20 MPa). Il faut donc que la croûte soit localement affaiblie ou que la contrainte puisse être concentrée localement.

Figure 2.7 Contrainte nécessaire pour déformer les roches de la lithosphère en fonction de la profondeur. Si la contrainte ductile est plus grande que celle pour fracturer une roche, le régime de déformation est cassant. A faible profondeur, les roches se déforment de manière cassante; lorsque la profondeur augmente, on entre dans le régime ductile. Lorsque la composition change à mi-croûte et dans le manteau, on retrouve le régime cassant. Notez que dans le régime cassant, la contrainte nécessaire est plus importante en compression qu'en extension.



3

Expansion des fonds océaniques

3.1 Fonds océaniques

La géologie et la géophysique marines ont mené à la théorie de la tectonique des plaques, alors que la géologie et la géophysique dans les continents avaient atteint une impasse. Ainsi que l'a fait remarquer J. Tuzo Wilson, ce n'est pas en regardant le pont d'un bateau mais la mer que l'on observe le mouvement du bateau. La théorie de l'expansion des fonds océaniques (*sea floor spreading*) fut une étape importante sur la voie de la tectonique des plaques. La géophysique marine s'est développée après la guerre 1939-1945. Le programme d'exploration systématique des fonds marins a mis en évidence des différences fondamentales entre océans et continents.

3.1.1 Morphologie des fonds océaniques

La bathymétrie des fonds marins est maintenant bien connue. Les éléments essentiels sont les dorsales mid-océaniques avec une vallée médiane (rift central), et leurs flancs qui descendent progressivement vers les bassins océaniques. Les dorsales forment une chaîne quasi continue sur 35,000km. Contrairement, aux chaînes orogéniques dans les continents, elles sont formées exclusivement de roches ignées et ne contiennent pas de roches sédimentaires ou métamorphiques. Les fossés profonds entourent le Pacifique. La plupart des fossés profonds sont parallèles à des arcs volcaniques insulaires (îles en arc). La concavité de ces arcs est toujours dirigée vers l'océan. La profondeur des bassins océaniques est $\approx 4.5\text{km}$ alors que celles des dorsales est $\approx 2\text{km}$; la dorsale émerge parfois, en Islande par exemple. Les fossés ont une profondeur de $\approx 10\text{km}$. Le plateau continental peu profond fait partie du continent. C'est le talus qui définit

la transition entre les continents et les bassins océaniques. A l'exception des dorsales, la bathymétrie des fonds océaniques est régulière. Il existe quelques anomalies bathymétriques isolées sur les fonds océaniques: les "seamounts" et les "guyots"¹.

Cette structure globale a été progressivement raffinée, surtout grâce aux données satellitaires. Ces données révèlent toutes les irrégularités de la bathymétrie des fonds océaniques. Ainsi, le nombre de volcans sous-marins en particulier dans le Pacifique sud est beaucoup plus élevé qu'on le pensait. Par ailleurs, ces données révèlent des bombements à grande échelle du plancher océanique (*swells* et *superswells*).

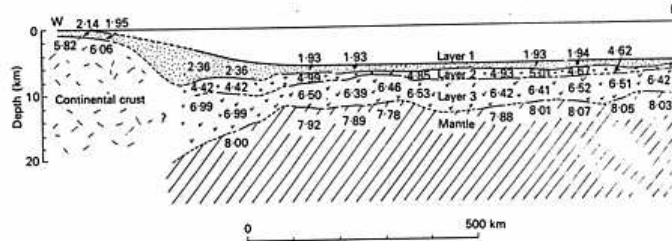
3.1.2 Structure sismique de la croûte océanique

Entre 1955 et 1965, un programme d'étude de la croûte de l'océan Atlantique par sismique réfraction a été développé par M. Ewing et l'équipe du Lamont-Doherty Observatory. Le principe de la méthode est rappelé en Appendice. Les données de sismique réfraction ont rapidement montré que la croûte océanique était très uniforme contrairement à la croûte continentale. Son épaisseur (5-6km) ne varie pratiquement pas de la dorsale au talus. Les études sismiques ont permis de distinguer 3 couches principales dans la croûte océanique. Il faut remarquer que seule la couche superficielle, qui n'est pas présente à la dorsale, s'épaissit en s'éloignant de la dorsale. Cette épaisseur reste faible (<1,000m). La figure 3.1 montre une coupe composite de l'océan Atlantique de la dorsale au plateau continental américain.

- couche 1: $v_P \approx 1.5 - 2.5 \text{ km s}^{-1}$
- couche 2: $v_P \approx 3.5 - 6.2 \text{ km s}^{-1}$
- couche 3: $v_P \approx 6.5 - 7.5 \text{ km s}^{-1}$
- manteau: $v_P \geq 8.1 \text{ km s}^{-1}$

¹ Le terme guyot a été introduit par Hess. Il s'agit de volcans sous-marin dont la partie supérieure est plate parce qu'érodée par les vagues.

Figure 3.1 Structure sismique de la croûte océanique



Alors que les vitesses sismiques et l'épaisseur totale de la croûte continentale sont très variables d'une région à l'autre, la croûte océanique est très uniforme. La largeur de la zone de transition océan-continent est très variable (25 à >500km).

3.1.3 Gravité

Les anomalies d'air libre ² de grandes longueurs d'onde (>200km) sont faibles sur les dorsales et les bassins océaniques. Ceci implique qu'il y a compensation isostatique à cette échelle. Par contre, des anomalies de courtes longueurs d'onde sont bien marquées et reflètent directement la bathymétrie des fonds océaniques (i.e. il n'y a donc pas compensation isostatique pour les courtes et moyennes longueurs d'onde). Les anomalies positives correspondent à la masse supplémentaire au dessus du plancher océanique. Les plus fortes anomalies d'air libre au monde proviennent des fossés profonds qui montrent un couple d'anomalies, l'une négative vers le fossé, l'autre positive vers l'arc insulaire.

Pour les courtes longueurs d'onde, la surface du géoïde suit très bien la bathymétrie. Les données satellitaires permettent ainsi d'interpoler la bathymétrie entre les profils recueillis par les vaisseaux océanographiques.

3.1.4 Flux de chaleur

Bullard a fait les premières mesures de flux de chaleur en mer en 1948. Les résultats de ces mesures ont été très surprenants. La croûte continen-

² En mer, on utilise plus souvent les anomalies d'air libre que de Bouguer en partie parce que la bathymétrie n'est pas toujours connue avec assez précision pour les corrections. La correction de Bouguer se calcule en remplaçant l'eau de mer par des roches de densité 2800 Mg m⁻³.

tale est épaisse et radioactive. On attendait donc un flux de chaleur beaucoup moins élevé dans les océans que dans les continents. Les premières mesures indiquaient un flux de chaleur moyen égal pour les océans et continents. L'ensemble des mesures disponibles maintenant montre un flux océanique supérieur au flux continental. Le flux moyen global est estimé à 87 mW m^{-2} ; le flux continental moyen est de 65 mW m^{-2} et le flux océanique de 101 mW m^{-2} . Contrairement, aux autres champs géophysiques, le flux de chaleur varie beaucoup et de manière systématique depuis les dorsales ($\geq 250 \text{ mW m}^{-2}$) jusqu'au bassins océaniques ($\sim 50 \text{ mW m}^{-2}$).

3.1.5 Géologie marine

On peut attribuer l'idée d'expansion des fonds océaniques à *Hess* [1962]. Hess avait proposé, uniquement sur la base des quelques données géologiques et de bathymétrie, que la croûte océanique était plus jeune que la croûte continentale et se formait aux dorsales. Hess suggérait notamment que les "guyots" étaient d'anciens volcans qui s'étaient formés aux flancs des dorsales et avaient été érodés par l'action des vagues. Ils avaient été transportés avec le plancher océanique qui s'écarte de la dorsale. Les anomalies magnétiques marines ont permis de tester de manière systématique l'hypothèse de Hess.

3.2 Les inversions du champ magnétique terrestre.

Deux découvertes ont permis de vérifier la théorie de l'expansion des fonds océaniques: (1) la démonstration des inversions du champ magnétique terrestre, (2) la découverte des bandes parallèles d'anomalies magnétiques marines et leur symétrie apparente par rapport aux dorsales.

3.2.1 Anomalie magnétique

En première approximation, le champ magnétique terrestre est celui d'un dipole, dont l'axe est légèrement incliné par rapport à l'axe de rotation de la Terre. Le champ magnétique total observé à la surface de la terre comprend une composante interne (qui provient du noyau), une composante crustale et une composante externe qui varie rapidement ($1 \text{ s} \rightarrow$

24h) dans le temps.³ Les mesures du champ magnétique doivent être corrigées pour éliminer les variations externes et le champ du noyau. Ces corrections permettent de définir les anomalies magnétiques, dont les sources sont les roches magnétisées de la croûte et du manteau supérieur. Il faut rappeler que l'anomalie magnétique, qui dépend de l'inclinaison du champ magnétique, n'est en général pas symétrique par rapport à la source. Lorsque le champ magnétique est vertical (au pôle), l'anomalie magnétique est symétrique. Aux hautes latitudes ($> 50^\circ$), l'anomalie magnétique est presque symétrique. Aux basses latitudes, les anomalies sont asymétriques et beaucoup plus difficiles à interpréter. Toutefois, il est possible de traiter les anomalies magnétiques et de calculer ce qu'elles seraient si l'inclinaison était 90° (*réduction au pôle*). Ces anomalies réduites au pôle sont symétriques.

3.2.2 Propriétés magnétiques des roches et minéraux

Certains minéraux ont des propriétés magnétiques. Ces propriétés sont décrites en appendice. La magnétisation \mathbf{M} peut être soit induite ⁴, soit rémanente. Cette magnétisation rémanente est celle qui reste lorsqu'il n'y a plus de champ magnétique ambiant. En laboratoire, le phénomène d'hystérèse magnétique montre l'acquisition d'une magnétisation rémanente (en général en présence d'un fort champ ambiant). Il y a plusieurs mécanismes d'acquisition de magnétisation rémanente dans les minéraux. Pour la géodynamique, le mécanisme le plus important est la thermorémanence.

La température de Curie (T_C) est la température au delà de laquelle toutes les propriétés magnétiques disparaissent. La température de Curie est une propriété physique qui dépend de la composition des minéraux. (Elle varie entre 450°C et 700°C). En présence d'un champ magnétique ambiant, un minéral qui se refroidit sous la température de Curie peut acquérir une magnétisation rémanente. La magnétisation ne changera plus après que la température descend sous la température de blocage, ($\approx 50^\circ$ sous la température de Curie). La magnétisation rémanente est donc déterminée par le champ magnétique ambiant pendant que la température est comprise entre la température de blocage et celle de Curie. Il s'agit là de la composante *primaire* de la magnétisation. Il est possible qu'une composante secondaire soit imposée par la longue ex-

³ Le champ interne varie aussi dans le temps (à une échelle annuelle) et les corrections tiennent compte de ces variations.

⁴ Dans ce cas, la magnétisation est proportionnelle au champ ambiant \mathbf{H} :

$\mathbf{M} = \chi \mathbf{H}$ où la susceptibilité magnétique χ est une propriété physique des roches

position de la roche à un champ magnétique différent. Ce phénomène appelé viscorémanence est important en paléomagnétisme.

3.2.3 Magnétisme inversé dans les roches

En 1904, Brunhes fut le premier à remarquer que la magnétisation de certaines roches était opposée au champ magnétique terrestre actuel. Cette observation n'implique pas que le champ magnétique s'est inversé. Il se pourrait que ce soit la magnétisation de la roche qui s'inverse. Le débat a duré d'autant plus longtemps que les physiciens ont proposé des mécanismes qui permettraient une inversion de la magnétisation. De plus, au moins un exemple fut rapidement trouvé où l'on pu établir que c'est la magnétisation qui s'était inversée.

3.2.4 Chronométrie des inversions

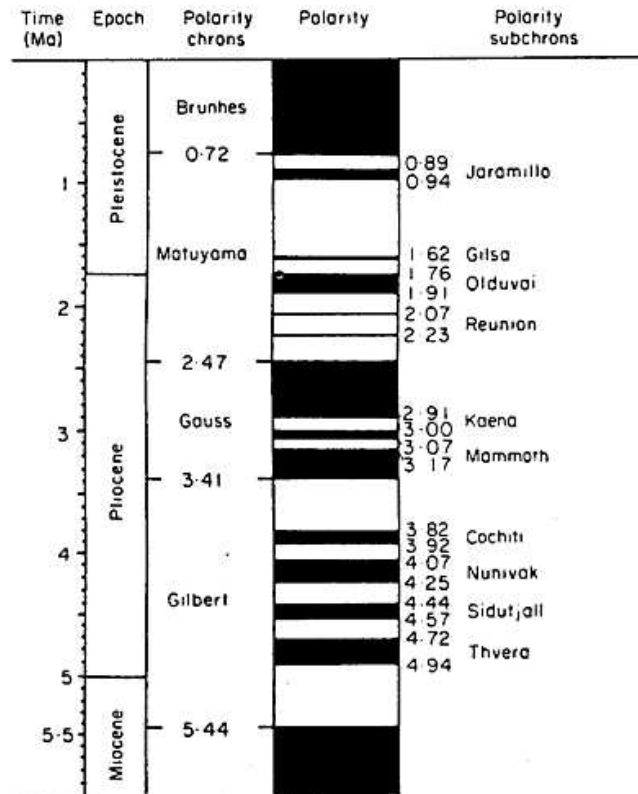
Pour démontrer que c'est bien le champ magnétique qui s'est inversé, il faut démontrer la synchronité des polarités de la magnétisation de toutes les roches à la surface de la terre. Cette démonstration dut attendre la mise au point d'un outil géochronométrique suffisamment précis pour dater des roches volcaniques jeunes. Ce n'est qu'après le développement de la méthode K-Ar que l'on put enfin démontrer la synchronité des magnétisations et que l'on put établir une chronométrie précise des inversions du champ magnétique terrestre. Cette échelle de temps est devenu un outil très important (magnétostratigraphie).

Cette chronométrie fut établie entre 1960 et 1970 par les études de l'âge et de la polarité de la magnétisation dans des coulées récentes de lave. Les travaux les plus importants sont ceux de Allan Cox et ses collaborateurs basés au U.S.G.S. et ceux du groupe de McDougall en Australie. La découverte de l'évènement de Jaramillo, qui a permis de replacer correctement le début de la période actuelle de polarité normale, a été la clé de la mise en place de cette chronométrie (Figure 3.2).

La chronologie des polarités du champ magnétique distingue entre les époques (de longues périodes, $\approx 1\text{Ma}$) marquées par une polarité dominante au cours desquelles interviennent de courts ($\leq 50,000\text{a}$) évènements de polarité inverse. Ainsi, l'époque normale présente est celle de Brunhes qui a été précédée par l'époque de Matuyama. Un évènement inverse (Laschamp) semble s'être produit il y a 40,000a. L'évènement de Jaramillo est un évènement de polarité normale durant l'époque inverse

de Matuyama. Il n'y a aucune régularité ou périodicité dans les inversions du champ magnétique. Il semble y avoir par le passé de très longues époques sans inversion (120→85Ma). Depuis 75Ma, la fréquence des inversions semble plus élevée qu'auparavant.

Figure 3.2 Chronométrie récente des polarités du champ magnétique.



3.2.5 Mécanisme des inversions

Il est maintenant bien établi que le champ magnétique terrestre est produit par des courants de convection dans le noyau liquide [Jacobs, 1987]. Le mécanisme d'une dynamo auto-excitée avait été proposé par Bullard et par Elsasser. Il suppose la pré-existence d'un faible champ magnétique. En présence de ce champ, les courants électriques dans le noyau amplifient le champ qui interagit avec le courant. Ce mécanisme avec rétroaction est non-linéaire et semble "chaotique"⁵. Le champ

⁵ Par chaotique, on entend un phénomène dont l'évolution est déterminée par un système d'équations, mais dont le comportement est tellement sensible aux conditions initiales qu'il est pratiquement impossible de faire des prévisions à long terme. Les tremblements de terre, le climat sont d'autres exemples de systèmes chaotiques.

magnétique pourrait donc s'inverser spontanément. Des expériences de laboratoire ont montré que deux dynamos couplées pouvaient produire un champ qui s'inverse spontanément. *Glatzmaier et Roberts* [1995] ont récemment réussi à modéliser numériquement une géodynamo qui s'inverse.

A l'échelle géologique, l'inversion est un phénomène très rapide ($\approx 1,000$ a). Le comportement du champ magnétique durant une inversion reste très mal documenté. Certaines mesures sur des coulées de lave qui auraient passé la T_C durant une inversion indiquent que le paléopôle varie rapidement. Ces mesures suggèrent que l'axe du dipole se déplace en quelques jours (et non que le champ magnétique terrestre s'annule avant de changer de signe). Cette interprétation reste controversée. *Merrill et McFadden* [1999] présentent une revue des données récentes à ce sujet.

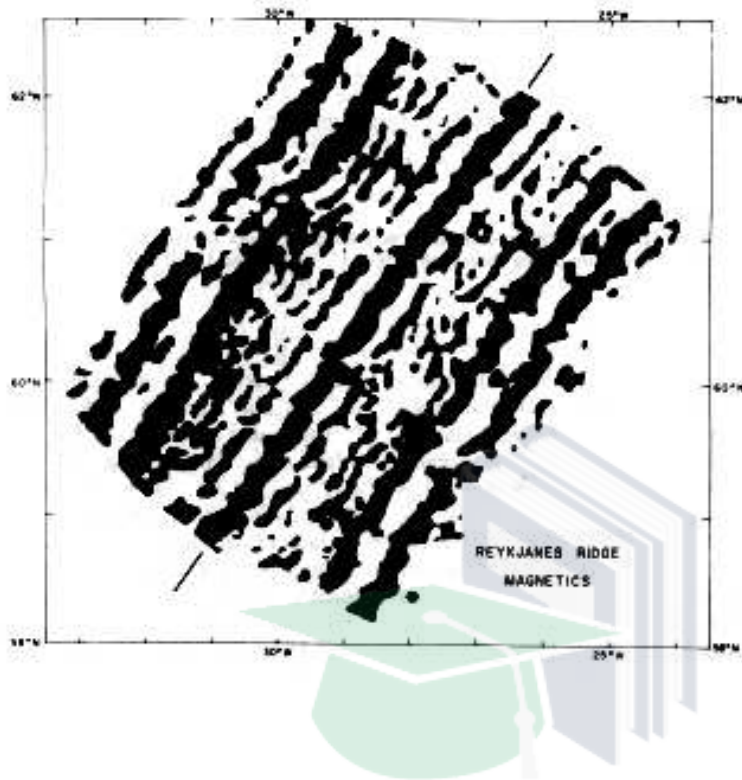
3.3 Anomalies magnétiques marines: Hypothèse de Vine-Matthews-Morley.

Les bandes parallèles d'anomalies magnétiques marines ont été remarquées pour la première fois à proximité de la dorsale de Juan de Fuca, sur la côte ouest du Canada par *Mason & Raff* [1961]. Ce patron apparut se trouver le long de toutes les dorsales. A cause de l'inclinaison du champ magnétique, la symétrie des anomalies apparaît beaucoup mieux aux hautes latitudes ($>45^\circ$) et lorsque les dorsales sont orientées NS. Leur amplitude est de l'ordre de 500nT.

Après Larry Morley, de la Commission Géologique du Canada, dont le papier n'a jamais été publié, *Vine et Matthews* [1963] ont suggéré que la croûte océanique se forme aux dorsales, acquiert sa magnétisation lorsqu'elle s'éloigne de la dorsale et se refroidit sous la température T_C . La croûte océanique enregistre donc la polarité du champ magnétique au moment où elle passe sous la température de Curie. La chronométrie des polarités du champ magnétique permet donc de déterminer l'âge des différentes bandes de croûte océanique et le taux de formation de plancher océanique.

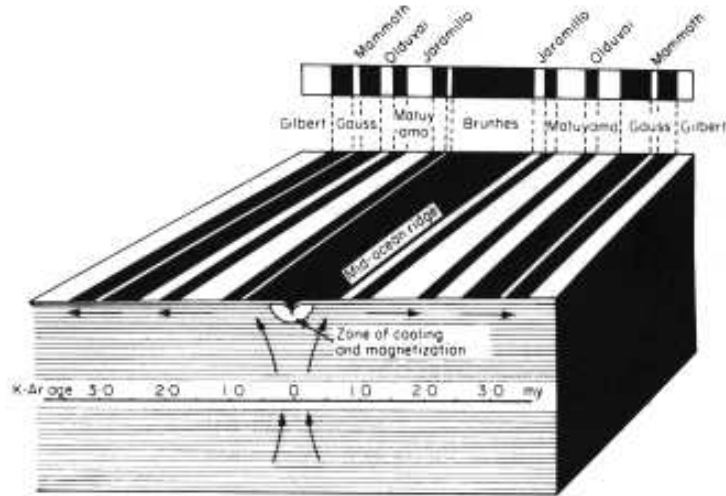
L'hypothèse de Vine-Matthews-Morley a été testée avec des données provenant de toutes les dorsales au cours des années qui ont suivi. Entre 1963 et 1967, la précision de la chronométrie s'est énormément améliorée. En particulier, l'identification de l'évènement Jaramillo, a permis de mieux modéliser quantitativement les anomalies magnétiques marines à proximité de toutes les dorsales (Fig 3.5) et de convaincre

Figure 3.3 Anomalies magnétiques à proximité de la dorsale de Reykjanes (Islande).



l'ensemble de la communauté scientifique de la validité de l'hypothèse d'expansion des fonds océaniques.

Figure 3.4 Hypothèse de Vine Matthews Morley. Magnétisation de la croûte océanique.



3.4 Applications

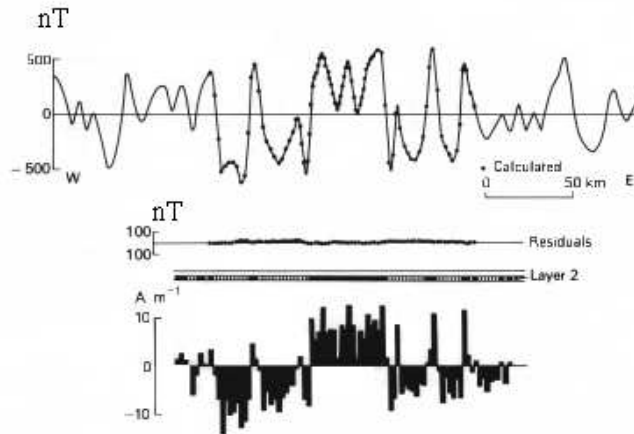
Par la suite, on a étendu la chronométrie des inversions du champ magnétique jusqu'à 200Ma. Il est impossible de remonter plus loin dans le temps parce que le plancher océanique est détruit et qu'il n'y a plus d'enregistrement continu du champ magnétique terrestre.⁶

Il est donc possible de dater directement le plancher océanique en identifiant les anomalies magnétiques. La signature de chaque séquence d'anomalies magnétiques marines est suffisamment caractéristique pour que l'on puisse immédiatement l'identifier dans la chronométrie des inversions (pour autant que le taux d'expansion des fonds océaniques soit resté constant pendant la période considérée). Ainsi, chaque bande parallèle d'anomalies magnétiques correspond à une isochrone. Les cartes de l'âge de la croûte océanique sont ainsi établies à partir des anomalies magnétiques. Pour que cela soit possible, il faut supposer que le plancher océanique ne se déforme pas, c.a.d. implicitement introduire le concept de plaque.

Le "taux d'expansion" aux dorsales peut être déterminé directement

⁶ Les mesures paléomagnétiques dans les continents ne permettent pas un échantillonnage suffisant pour construire cette chronologie. Toutefois, elles ont démontré que le champ magnétique terrestre a existé et s'est inversé depuis l'Archéen.

Figure 3.5 Exemple de modèle expliquant les anomalies magnétiques marines. Les données (ligne continue) sont comparées avec l'anomalie calculée pour le modèle de magnétisation totale de la croûte océanique.



en mesurant l'âge du plancher océanique en fonction de la distance à la dorsale. C'est donc l'inverse de la pente de l'âge mesuré en fonction de la distance à la dorsale. C'est donc le taux de production de plancher océanique par flanc de dorsale. Ces taux d'expansion varient beaucoup d'une dorsale à l'autre. Les taux les plus rapides sont observés sur l'*East Pacific Rise* ($>5\text{cm/a}$) et les plus lents sont mesurés à la dorsale de Lomonossov dans l'océan arctique ($<1\text{cm/a}$). Les taux d'expansion dans l'Atlantique sont relativement faibles ($1\text{-}2\text{cm/a}$). Le taux d'expansion de la dorsale de Juan de Fuca à l'ouest de Vancouver est de $\approx 3\text{cm/a}$.

Avec un taux d'expansion moyen de 2cm/a , les $35,000\text{km}$ de dorsales produisent donc $\approx 2 \times 3510^6 \times 210^{-2} = 1.4 \times 10^6 \text{ m}^2$ de nouveau plancher océanique par an, ou encore, pour 6 km d'épaisseur de croûte, les dorsales produisent $\approx 8.5 \text{ km}^3$ de nouvelle croûte océanique par an.

Cette chronométrie permet ainsi de reconstruire l'histoire des océans: pour reconstruire l'océan Atlantique ou l'océan Indien à 45Ma , il "suffit" de faire disparaître tout le plancher océanique plus jeune que 45Ma . Un exemple récent est donné par le papier de *Roest et Srivastava* [1989] qui reconstruisent à partir des anomalies magnétiques marines l'ouverture de la mer du Labrador.

Les forages du Deep Sea Drilling Program (DSDP auquel a succédé

ODP) ont permis d'échantillonner la croûte océanique et de dater ces échantillons. Les âges obtenus ont confirmé les âges prédits à partir des anomalies magnétiques marines.

L'hypothèse d'expansion des fonds océaniques permet aussi de mieux comprendre la nature de la croûte océanique. La couche sismique 1 correspond aux sédiments et s'épaissit avec l'âge. La couche 2 est une couche de roches volcaniques altérées par la circulation hydrothermale et la couche 3 est une couche de gabbros. Cette interprétation a été confirmée par la découverte de lambeaux de croûte et de manteau océaniques transportés sur de la croûte continentale. Ces roches océaniques forment les *séquences ophiolitiques*. De telles suites se trouvent dans la plupart des chaînes de montagnes jeunes (incluant les Appalaches à Terre Neuve et Thetford-Mines). Les ophiolites les plus complets et les mieux étudiés sont ceux d'Oman et de Chypre. Il faut noter que les ophiolites proviennent probablement des bassins marginaux et non de véritables bassins océaniques.

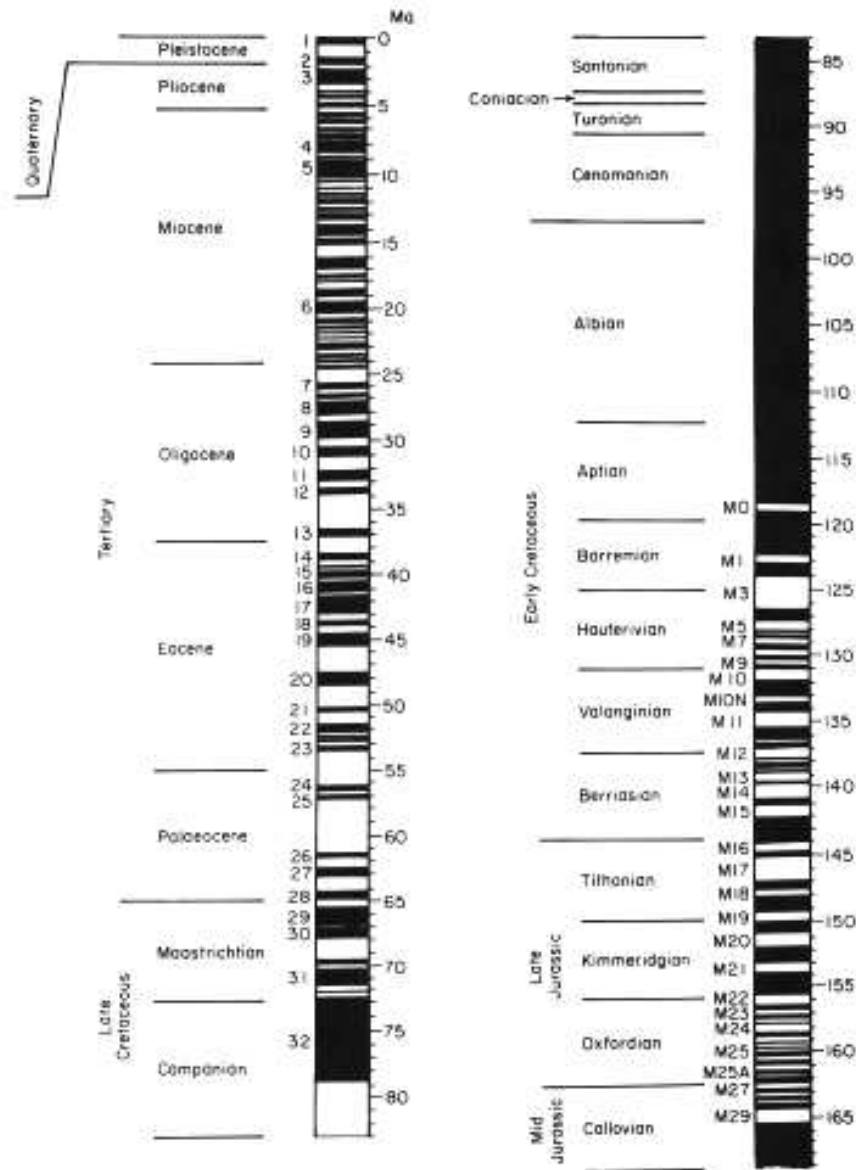
3.5 Problèmes en suspens

L'hypothèse d'expansion des fonds océaniques explique bien le cadre tectonique des dorsales. L'origine des magmas qui alimentent le volcanisme des dorsales (profondeur des sources, température dans le manteau) n'est pas entièrement élucidée. Les taux d'expansion varient énormément d'une dorsale à l'autre et la cause de ces variations n'est pas toujours bien comprise.

Les taux d'expansion sont stables à l'échelle de quelques dizaines de Ma, mais ils varient à plus longue échelle. Par contre, il n'est pas évident que le taux de production global de nouveau plancher océanique ait varié à cette échelle de 100Ma.

Du point du champ magnétique terrestre, on s'intéresse de plus en plus aux variations d'intensité du champ magnétique terrestre qui ont causés des variations de la magnétisation de la croûte océanique. Ces variations de la magnétisation ont été mesurées par des magnétomètres sous marins à proximité de dorsale à taux d'expansion rapide.

Figure 3.6 Chronométrie des polarités du champ magnétique depuis 165Ma



3.6 Notes supplémentaires

3.6.1 1: La méthode sismique réfraction

Deux types d'ondes de déformation (ondes élastiques) peuvent se propager dans un solide: les ondes P (ondes de compression associées à un changement de volume) et les ondes S (ondes de cisaillement associées à un changement de forme). Les ondes P sont toujours plus rapides que les ondes S. Dans la croûte, $v_p \approx 6 \text{ km s}^{-1}$ et $v_s \approx 3.5 \text{ km s}^{-1}$; dans le manteau, $v_p > 8 \text{ km s}^{-1}$ et $v_s > 4.7 \text{ km s}^{-1}$.

Dans un milieu homogène (à vitesse constante), les ondes se propagent en ligne droite. A l'interface entre deux milieux homogènes, il y a réflexion et réfraction des ondes. (Il peut y avoir conversion partielle d'ondes P en S et réciproquement). Les lois de Snell déterminent les directions de propagation des différentes ondes:

$$\frac{v_{p1}}{\sin i_{p1}} = \frac{v_{p2}}{\sin i_{p2}} = \frac{v_{s1}}{\sin i_{s1}} = \frac{v_{s2}}{\sin i_{s2}} \quad (3.1)$$

l'angle i est l'angle entre le vecteur vitesse et la normale à l'interface.

Si $v_2 > v_1$, quand l'angle d'incidence est tel que $\sin i > v_2/v_1$, il ne peut pas y avoir d'onde réfractée ($\sin i_2 > 1$). Dans ce cas, il y a réflexion totale. L'angle i_c tel que $\sin i_c = v_1/v_2$ est appelé l'angle critique. A l'angle critique, l'onde réfractée suit l'interface, ($i_2 = \pi/2$). Une partie de cette onde est réfractée de nouveau dans le premier milieu. La méthode sismique réfraction consiste essentiellement à observer et interpréter les temps d'arrivée de ces ondes réfractées.

Considérons une couche horizontale d'épaisseur h et vitesse v_1 sur un milieu de vitesse v_2 ($v_2 > v_1$). Soit O une source d'ondes sismiques à la surface. A distance x de O, l'onde directe arrive au temps:

$$t_d = \frac{x}{v_1} \quad (3.2)$$

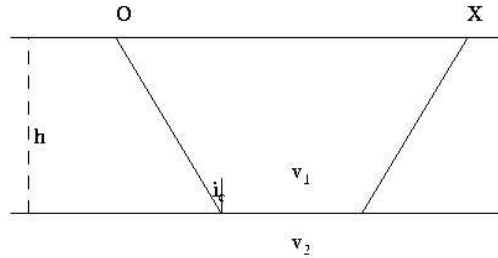
et pour $x > 2h \tan i_c/v_2$, il y aura une onde réfractée qui arrivera au temps:

$$t_r = \frac{2h}{v_1 \cos i_c} + \frac{x - 2h \tan i_c}{v_2} \quad (3.3)$$

$$= \frac{x}{v_2} + \frac{2h}{v_1 \cos i_c} \left(1 - \frac{v_1 \sin i_c}{v_2}\right) \quad (3.4)$$

$$= \frac{x}{v_2} + \frac{2h \cos i_c}{v_1} \quad (3.5)$$

Figure 3.7 Trajet de l'onde réfractée



Notez que dès que, $x > x_c$, où:

$$\frac{x_c}{v_2} + \frac{2h \cos i_c}{v_1} < \frac{x_c}{v_1} \quad (3.6)$$

l'onde réfractée arrive avant l'onde directe.

La méthode sismique réfraction consistait à observer le temps d'arrivée de la première onde en fonction de la distance. Pour $x < x_c$, le temps d'arrivée est une droite de pente $1/v_1$; pour $x > x_c$, le temps d'arrivée est une droite de pente $1/v_2$. On peut donc directement déterminer v_1

et v_2 . En prolongeant la droite donnant le temps d'arrivée de l'onde réfractée on détermine l'ordonnée à l'origine t_0 :

$$t_0 = \frac{2h \cos i_c}{v_1} \quad (3.7)$$

à partir de laquelle on peut déduire l'épaisseur:

$$h = \frac{v_1 t_0}{2\sqrt{1 - v_1^2/v_2^2}} \quad (3.8)$$

Dans le cas de plusieurs couches horizontales dont la vitesse augmente à chaque interface, le temps d'arrivée de l'onde réfractée le long de l'interface K est donné par:

$$t = \frac{x}{v_K} + \sum_{k=1}^{K-1} \frac{2h_k \cos i_k}{v_k} \quad (3.9)$$

h_k et v_k sont l'épaisseur et la vitesse de la couche k et $\sin i_k = v_k/v_K$.

En pratique, on peut donc déterminer les vitesses dans chaque strate en mesurant la pente des temps d'arrivée en fonction de la distance. L'intersection de chacune de ces droites avec l'axe $x = 0$, permet de calculer de façon récursive l'épaisseur de chaque strate.

Les méthodes récentes d'interprétation consistent à interpréter non seulement le temps d'arrivée mais aussi l'amplitude de toutes les ondes enregistrées.

3.6.2 Notes supplémentaires: Flux de chaleur

Le flux de chaleur mesure la quantité d'énergie qui traverse une surface par unité de temps. La détermination du flux de chaleur permet de déterminer le bilan d'énergie de la terre. Le flux se mesure en $\text{J m}^{-2} \text{s}^{-1} = \text{W m}^{-2}$. En pratique, on ne mesure que le flux conductif qui est proportionnel au gradient de température:

$$q = -K \frac{\partial T}{\partial z} \quad (3.10)$$

où K est la conductivité thermique ($\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$) et le gradient de température est mesuré en K.m^{-1} . Dans les publications antérieures à 1970, le flux est mesuré en h.f.u. ($1 \text{ h.f.u.} = \mu\text{cal cm}^{-2} \text{s}^{-1} = 41.8 \text{mW m}^{-2}$).

3.6.3 Notes supplémentaires: Anomalies du champ magnétique

3.6.4 Champ d'un dipole.

Il n'existe pas de charge magnétique isolée (monopole) et les champs magnétiques sont décrits comme causés par un couple de charges opposées (dipole). Le moment du dipole \mathbf{m} est un vecteur produit de la charge par la distance qui les sépare. Le potentiel magnétique U est défini par:

$$U = \mathbf{m} \cdot \nabla \left(\frac{1}{r} \right) \quad (3.11)$$

Le champ magnétique est le gradient du potentiel. A distance R du dipole, le champ magnétique varie en fonction de l'angle θ que fait le vecteur position avec l'axe du dipole.

$$H_r = \frac{2m \cos \theta}{R^3} \quad (3.12)$$

$$H_\theta = \frac{m \sin \theta}{R^3} \quad (3.13)$$

pour les composantes radiale (i.e. verticale) et tangentielle (i.e. horizontale) du champ. En première approximation, le champ magnétique terrestre est celui d'un dipole géocentrique, légèrement incliné par rapport à l'axe de rotation de la terre.

Dans le système d'unité international (SI), l'unité de mesure du champ magnétique est $A \cdot m^{-1}$; le moment d'un dipole est mesuré en $A \cdot m^2$. Dans le vide, l'induction magnétique est proportionnelle au champ magnétique: $\mathbf{B} = \mu_0 \mathbf{H}$ où $\mu_0 = 4\pi 10^{-7} H \cdot m^{-1}$ est la perméabilité magnétique du vide. En général, $\mathbf{B} = \mu_0 (\mathbf{H} + \mathbf{M})$, où \mathbf{M} est la magnétisation du milieu. En pratique, c'est l'induction qui est la quantité physique mesurée. L'unité de mesure de l'induction magnétique est le T (Tesla). La magnétisation (densité de moment dipolaire) a les mêmes unités que le champ. L'unité pratique en géophysique est le nT (nanoTesla, parfois encore appelé γ). Au pôle, l'intensité de l'induction magnétique terrestre est de l'ordre de 60,000nT; à l'équateur, elle est de l'ordre de 30,000nT.

Le vecteur champ magnétique est défini par son intensité (champ total) et sa direction définie à partir de l'inclinaison (angle du champ magnétique avec l'horizontale), et de la déclinaison (angle entre la direction du nord géographique et celle du champ magnétique horizontal, nord magnétique). L'inclinaison est liée à la latitude magnétique $\lambda = \pi/2 - \theta$:

$$\tan I = H_R / H_\theta = 2 \cot \theta = 2 \tan \lambda \quad (3.14)$$

3.6.5 Propriétés magnétiques des roches et des minéraux.

- Magnétisation rémanente et induite.
- Diamagnétisme, paramagnétisme, ferro, anti-ferromagnétisme, ferri-magnétisme.
- Mécanismes d'acquisition de la magnétisation rémanente (thermique, visqueuse, chimique).

La magnétisation des matériaux peut être soit induite par un champ magnétique ambiant, soit rémanente. La plupart des anomalies magnétiques dans la croûte continentale sont causées par la magnétisation induite. La magnétisation induite est proportionnelle au champ:

$$\mathbf{M} = \chi \mathbf{H} \quad (3.15)$$

$$\mathbf{B} = \mu_0(1 + \chi)\mathbf{H} \quad (3.16)$$

où la susceptibilité magnétique χ est une propriété physique des matériaux et n'a pas de dimension en unité SI. Parmi les mécanismes de magnétisation induite, il y a le paramagnétisme (dans la direction du champ ambiant) et le diamagnétisme (dans la direction opposée au champ ambiant).

Les mécanismes les plus importants de magnétisation rémanente sont le ferromagnétisme (les moments magnétiques des atomes sont parallèles) et le ferrimagnétisme (les moments ne sont antiparallèles mais leur somme n'est pas nulle). A la température de Curie, les propriétés magnétiques disparaissent. Quand un minéral se refroidit et passe la température de Curie en présence d'un champ magnétique, il peut acquérir une magnétisation dans la direction du champ ambiant. La magnétisation ne varie plus dès que la température est tombée sous la température de blocage. (Cette magnétisation thermorémanente (TRM) est le mécanisme le plus courant d'acquisition de magnétisation). La température de Curie, qui est de l'ordre de 600 °C, dépend de la nature des minéraux. La température de blocage est inférieure de quelques dizaines de °C à la température de Curie.

3.7 Notes supplémentaires: Chronométrie K-Ar.

La plupart des géochronomètres isotopiques (U-Pb, Rb-Sr) n'étaient pas utilisables pour les roches volcaniques jeunes⁷. La chronométrie K-

⁷ Ceci n'est plus vrai aujourd'hui et les spectromètres de masse modernes permettent une très grande précision même si les concentrations sont infimes.

Ar utilise la désintégration du K, présent dans pratiquement toutes les roches. Le ^{40}K se désintègre soit en ^{40}Ar soit en ^{40}Ca . Le Ca est trop abondant pour être utile. L'Ar est un gaz inerte et est donc en principe absent du réseau cristallin au moment de la formation du minéral. La constante de désintégration a été déterminée: $\lambda = 5.544 \times 10^{-10} \text{a}^{-1}$ avec 89.5% vers le ^{40}Ca et 10.5% vers ^{40}Ar . La demi-vie est donc $\tau = 1.25 \times 10^9 \text{a}$. A partir du moment où le cristal se ferme ($t = 0$) pour le K et l'Ar, on a:

$$\begin{aligned} {}^{40}\text{K}(t) &= {}^{40}\text{K}(0) \exp(-\lambda t) \\ {}^{40}\text{Ar}(t) &= .105 {}^{40}\text{K}(0) (1 - \exp(-\lambda t)) \\ \frac{{}^{40}\text{Ar}(t)}{{}^{40}\text{K}(t)} &= .105 (\exp(\lambda t) - 1) \end{aligned} \quad (3.17)$$

qui permet de dater le minéral.

Techniquement, la mise au point fut difficile à cause de la contamination par l'Ar atmosphérique. Elle est corrigée en mesurant ^{36}Ar dans l'échantillon qui est d'origine atmosphérique.



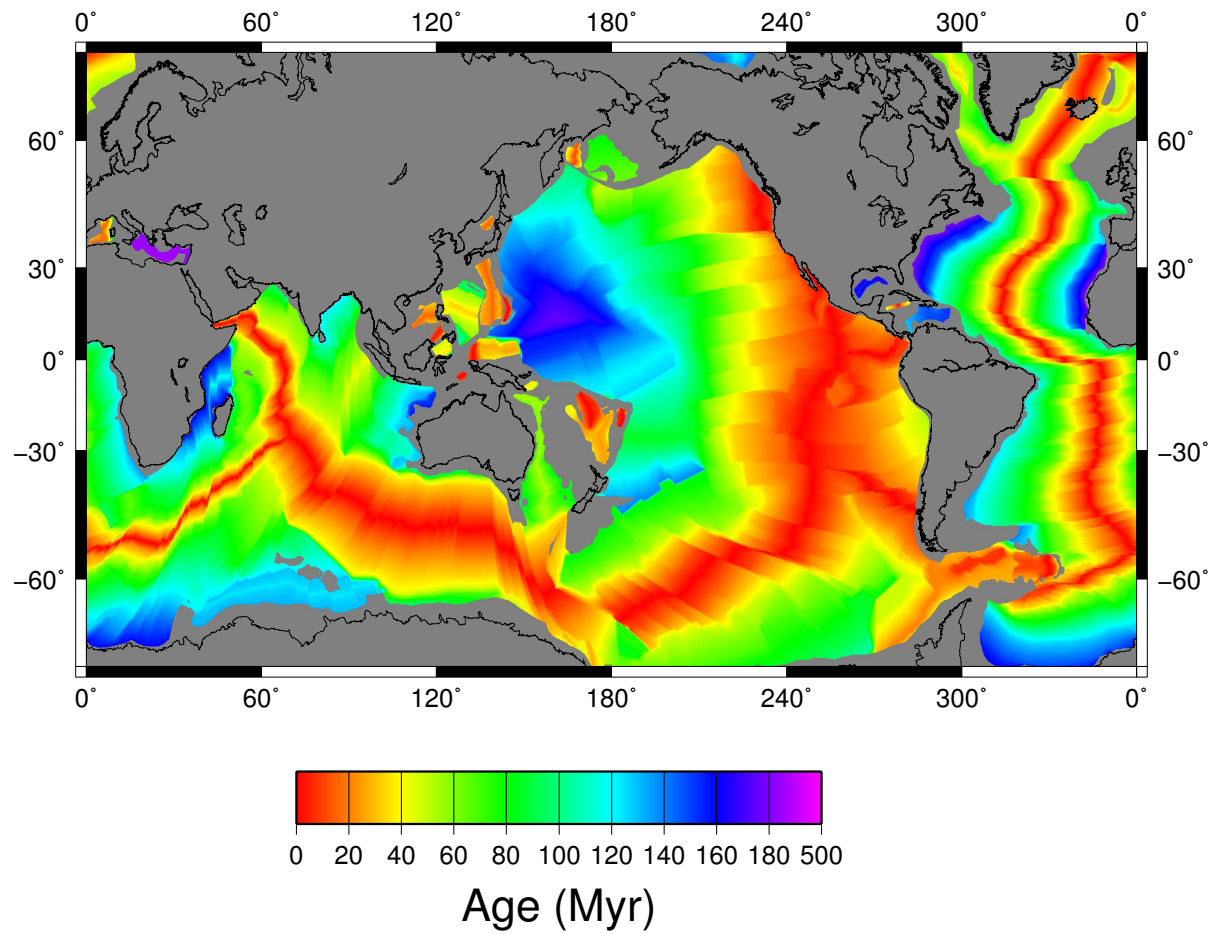


Figure 3.8 Carte des âges du plancher océanique d'après Müller et al. (2008)

4

Les plaques: Cinématique

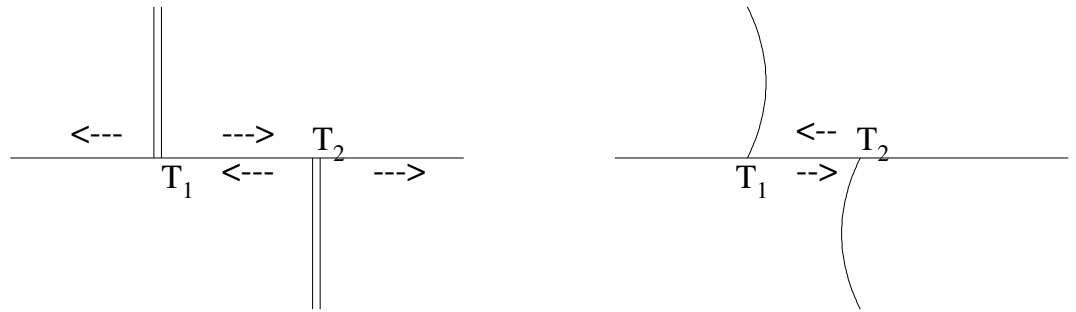
L'hypothèse de Vine-Matthews-Morley d'expansion des fonds océaniques ne concerne que la formation de plancher océanique aux dorsales. La dorsale ou centre d'expansion est un premier type de frontière où il y a divergence entre plaques. L'expansion des fonds océaniques n'impliquait pas nécessairement la tectonique des plaques. Ainsi, d'autres hypothèses ont également été envisagées. Certains géologues (Carey, Heezen) et des physiciens ont considéré très sérieusement que la Terre est en expansion. Pour en venir à la tectonique des plaques, il a fallu d'une part reconnaître le rôle des autres frontières entre plaques: les zones de subduction et les failles transformantes, d'autre part démontrer l'absence de déformations à l'intérieur des plaques. Pour les océans, les anomalies magnétiques marines qui restent rectilignes et parallèles quel que soit leur âge, démontrent clairement que les plaques océaniques ne sont pas déformées.

4.1 Failles transformantes

Les failles qui joignent des segments de dorsales médioocéaniques apparaissent comme de grandes failles de décrochement. Cette interprétation se heurte à une difficulté parce que le mouvement de ces failles s'évanouit sans qu'il y ait trace de déformation à leurs extrémités.

C'est Wilson (1965) qui a identifié le problème géométrique et proposé que les déplacements entre "plaques" le long de failles transformantes étaient limités à la région comprise entre deux autres frontières de plaque. (Fig 4.1). Les observations sismiques ont confirmé cette interprétation. La sismicité est concentrée sur la partie de la faille transformante entre les deux dorsales. On verra également que l'on peut

Figure 4.1 Failles transformantes entre deux dorsales ou entre deux zones de subduction. Le mouvement le long de la faille doit être limité au segment T_1 T_2 . La polarité de la subduction est indiquée par la concavité de l'arc insulaire. L'arc est concave du côté de la plaque qui chevauche.



déterminer le mouvement le long de la faille à partir des observations sismiques qui ont ainsi confirmé l'hypothèse de Wilson.

Wilson a également reconnu les différents types de failles transformantes entre deux dorsales, entre deux arcs insulaires, ou entre dorsale et arc insulaire et a montré comment évoluerait chacun de ces systèmes. La faille est dite transformante parce que la nature du cisaillement le long de la faille est transformé soudainement. Cette hypothèse est confirmée par la concentration de l'activité sismique le long de la faille transformante entre T_1 et T_2 sur la figure 4.1 et par les mécanismes au foyer des tremblements de terre qui ont confirmé la nature du mouvement le long de la faille transformante.

4.2 Zones de subduction

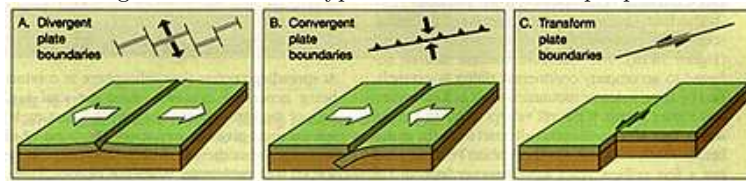
L'importance et rôle des fossés profonds avaient été reconnus grâce aux études gravimétriques de Vening-Meinesz dans les années 1940. En effet c'est à proximité des zones de subduction que Vening-Meinesz avait découvert les anomalies d'air libre les plus fortes au monde. Il en avait déduit que ces anomalies reflètent une absence d'équilibre due aux courants de convection dans le manteau. La concentration de l'activité sismique et volcanique autour du Pacifique avait également été observée depuis longtemps. Les arcs insulaires sont associés aux zones d'activité sismique profonde, zones dites de *Wadati-Benioff*. La profondeur de l'activité sismique augmente avec la distance au fossé profond. La profondeur maximum des tremblements de terre est de 600km. Le pendage des zones de Wadati-Benioff varie d'une zone à l'autre et change également à l'intérieur d'une zone; il est compris entre 25 ° et plus de 60 °. Avant la tectonique des plaques, l'interprétation la plus courante était que cette sismicité était due aux contraintes dues aux différences de densité et de régime thermique entre océans et continents. Dans le papier de Wilson (1965), les arcs insulaires sont implicitement reconnus comme zones de convergence entre plaques et de destruction d'une des deux plaques. Tuzo Wilson avait insisté sur la concavité des arcs insulaires et fait l'analogie avec la surface d'une balle de ping-pong coupée et poussée vers l'intérieur.

4.3 Tectonique des plaques

Les frontières de plaque, où se concentre toute l'activité tectonique, sont définies par l'activité sismique. Les anomalies magnétiques marines qui restent parallèles montrent que le plancher océanique, même ancien, n'est pas déformé entre la dorsale et les fossés profonds. La concentration de 95% de l'activité sismique dans aux frontières de plaque montre aussi que c'est là qu'est concentrée la plus grande partie des déformations actuels. Les mécanismes aux foyers des tremblements de terre permettent de déterminer la direction du mouvement relatif des plaques.

Ainsi, il y a trois types de frontières entre plaques (Figure 4.2: frontières divergentes (centres d'expansion ou dorsales) où se forme la lithosphère océanique, frontières convergentes (zones de subduction) où la lithosphère océanique est détruite, et failles transformantes où le mouvement relatif

Figure 4.2 Les trois types de frontières entre plaques.



de deux plaques se fait parallèlement à leur frontière et où il n'y a ni formation ni destruction de lithosphère.

La tectonique des plaques a eu pour effet de focaliser l'intérêt des tectoniciens sur les frontières de plaque et d'exclure tous les autres phénomènes en supposant que les plaques sont rigides et ne se déforment pas. A l'origine, la tectonique des plaques expliquait exclusivement l'évolution de la lithosphère océanique où elle s'applique aisément et avec succès. On reconnaissait bien qu'il y avait différentes possibilités de convergence (océan-océan; océan-continent; continent-continent). Ce n'est que progressivement que la théorie a évolué pour inclure les déformations plus profondes à l'intérieur des plaques ainsi que la possibilité de frontières plus diffuses (surtout dans les continents). Il est clair maintenant que, dans le cas de la collision de l'Inde avec l'Asie, les déformations sont très profondes et concernent tout le continent asiatique. Par exemple, il semble maintenant que la plaque australo-indienne consiste en deux ou trois plaques avec frontières diffuses (Royer et al., 1997). La Méditerranée a été divisée en une douzaine de microplaques. Le mécanisme de la collision continentale reste assez mal compris. Le rôle de la subduction de croûte continentale reste un problème controversé.

exosup.com

Figure 4.3 L'activité sismique entre 1975 et 1995. L'activité sismique est limitée aux frontières de plaques. C'est d'ailleurs ainsi que sont définies ces frontières.

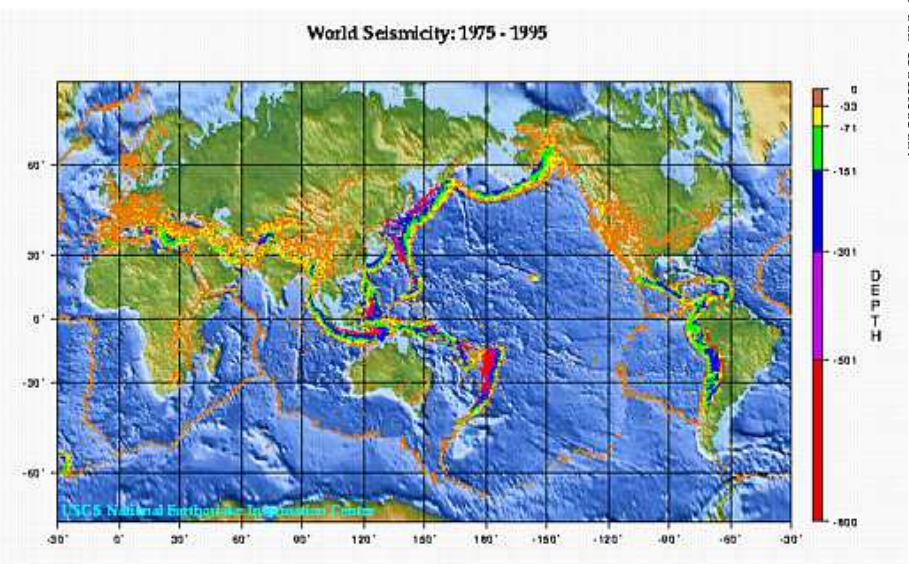
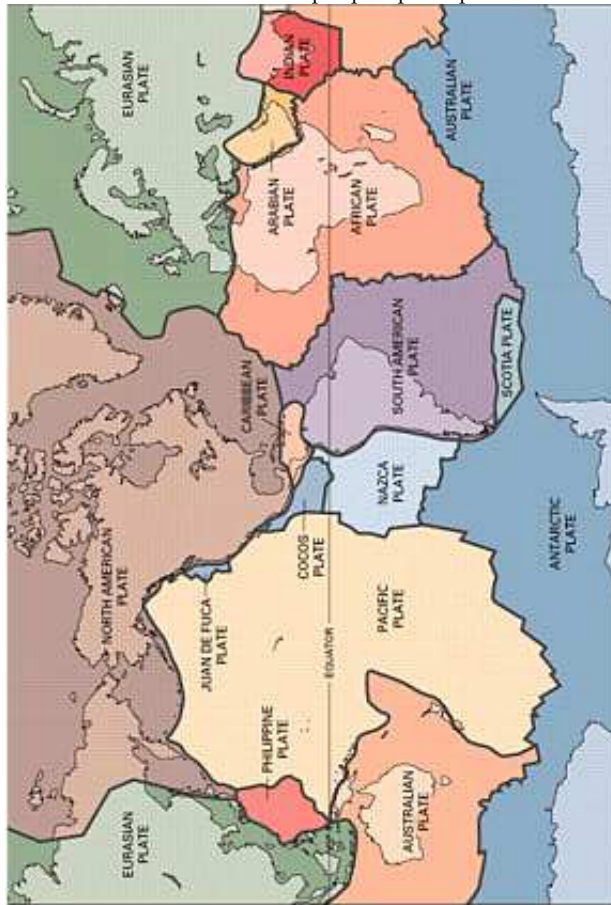


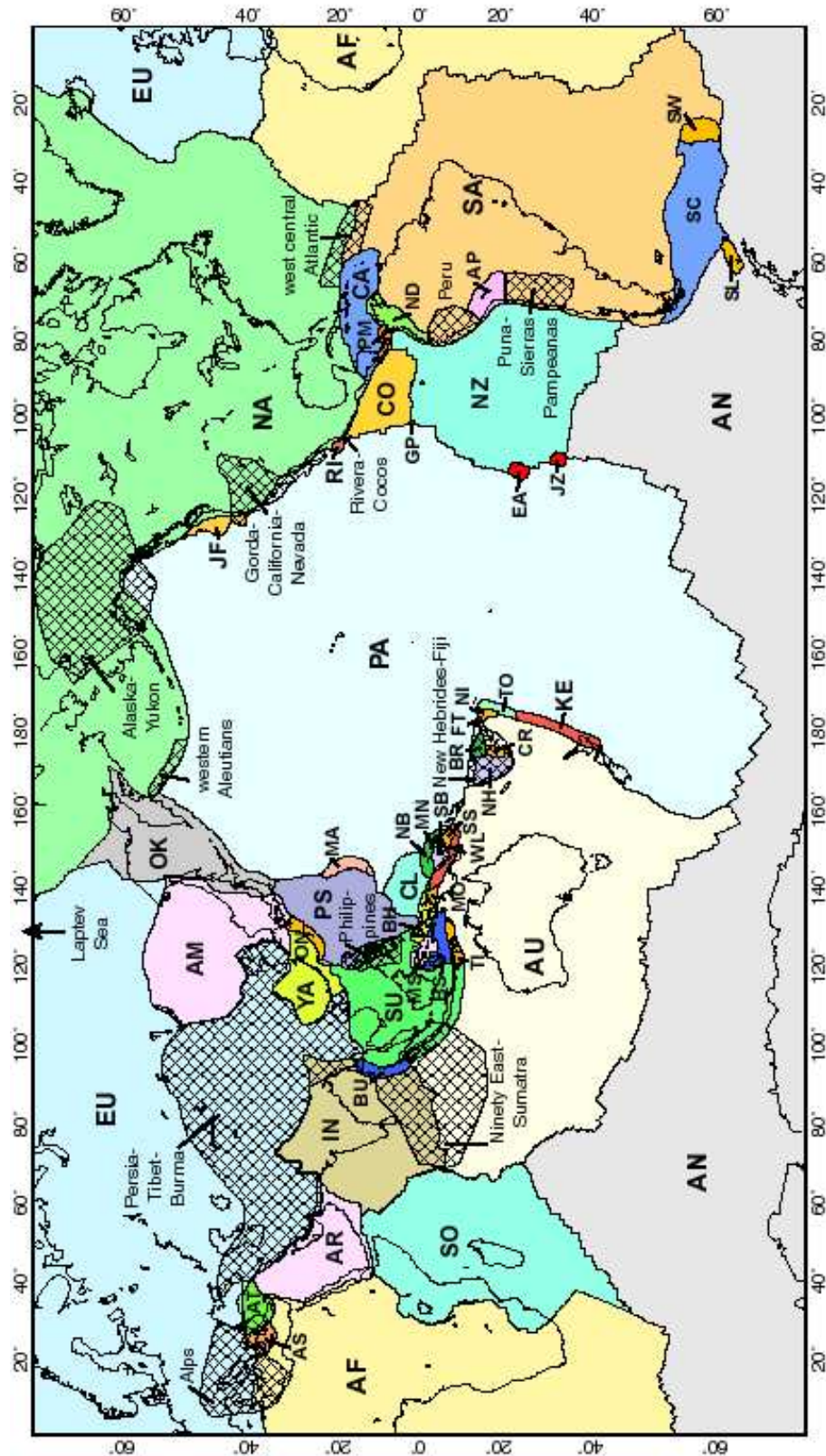
Figure 4.4 Les frontières entre les plaques principales dans les océans.



A l'intérieur des continents les frontières de plaques sont en général plus diffuses que dans les océans. On a également identifié de nombreuses microplaques en particulier dans les zones de collision. Ainsi, la tectonique et l'activité sismique en Méditerranée demandent une douzaine de microplaques. L'Inde et l'Australie font maintenant partie de plaques distinctes avec une frontière diffuse. Le rift est-africain sépare la plaque africaine de la plaque Somalienne.

La compilation de Bird (2003) recense un total de 52 plaques et microplaques (voir Figure 4.5).

Figure 4.5 Les frontières entre les plaques principales d'après Bird (2003). Notez que dans ce modèle le nombre de plaques et micro-plaques est passé à 52. Les régions où la déformation est diffuse sont hachurées.



4.4 Cinématique des plaques.

Une des applications directes de la tectonique des plaques concerne l'activité aux frontières des plaques qui a pu être expliquée grâce à des contraintes géométriques très simples.

4.4.1 Description du mouvement dans l'espace des vitesses

S'il est possible de déterminer la vitesse relative de deux plaques, il est impossible de définir leur vitesse absolue. Pour cela, il faudrait disposer d'un système de référence fixe par rapport auquel on pourrait mesurer la vitesse.

Il est utile de représenter le mouvement des plaques dans l'espace des vitesses, où la vitesse est un vecteur. On peut arbitrairement choisir de mesurer toutes les vitesses relativement à celle de la plaque A (la vitesse de A est nulle). Le vecteur ${}_A\vec{v}_B$ représente la vitesse de B relativement à A. Si on considère plusieurs plaques, il faut que les vitesses s'additionnent:

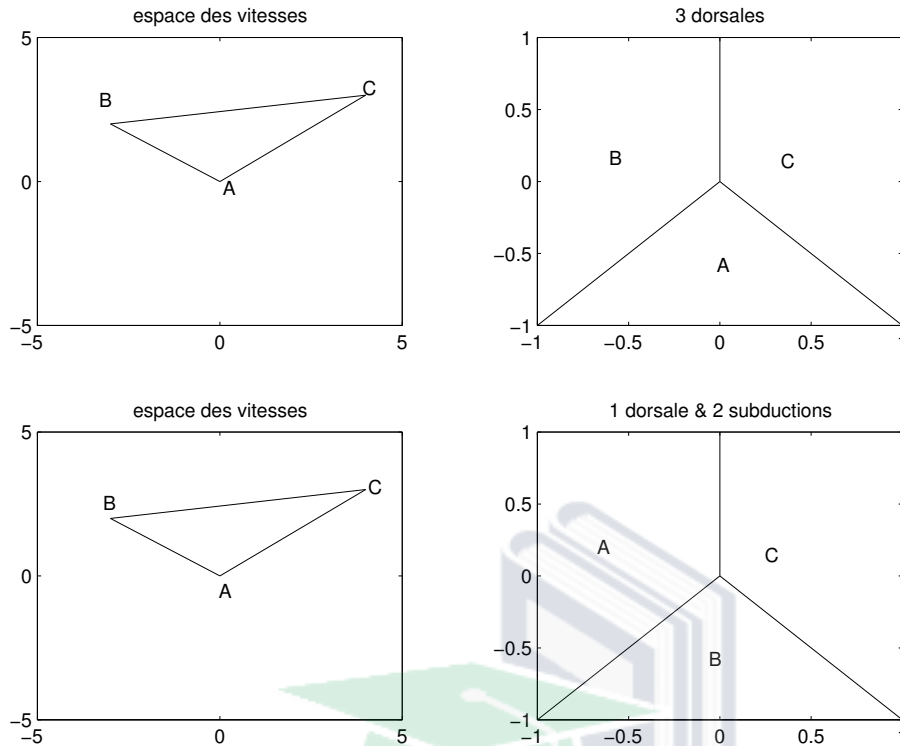
$${}_A\vec{v}_B + {}_B\vec{v}_C = {}_A\vec{v}_C \quad (4.1)$$

$${}_A\vec{v}_B + {}_B\vec{v}_C + {}_C\vec{v}_A = 0 \quad (4.2)$$

Pour les dorsales, la composante de la vitesse perpendiculaire à la dorsale peut être calculée à partir du taux d'expansion mesuré par les anomalies magnétiques marines. Toutefois, la vitesse n'est pas nécessairement normale à la dorsale. La seule contrainte sur la direction du vecteur vitesse provient des failles transformantes. La vitesse doit être parallèle à la faille transformante puisqu'il n'y a ni création, ni destruction de lithosphère. Dans le cas de dorsales ou de zones de subduction, la vitesse n'est pas nécessairement perpendiculaire à la frontière des plaques. Dans la plupart des cas, la subduction est oblique. Par contre, la plupart des failles transformantes entre dorsales sont à peu près perpendiculaires aux dorsales, mais il y a des exceptions.

Jusqu'à très récemment, seuls les taux d'expansion aux dorsales pouvaient être mesurés à partir des anomalies magnétiques marines. On en déduisait la vitesse dans la direction parallèle aux failles transformantes et la vitesse de convergence pour la subduction. On peut maintenant mesurer directement la vitesse relative instantanée des plaques à l'aide de la géodésie spatiale (GPS, VLBI). Il semble cependant que cette vitesse instantanée soit différente de la vitesse moyenne à l'échelle géologique.

Figure 4.6 Exemple de frontières de plaques et de leur espace de vitesses. Les unités de distance et de vitesse sont arbitraires.



Ainsi, sur la faille de San Andréas il y a discordance entre les vitesses mesurées aujourd'hui par la géodésie et les vitesses géologiques.

4.4.2 Mouvement sur une sphère. Pôles d'Euler

Les contraintes de géométrie plane ne sont qu'approximatives car il faut tenir compte de la sphéricité de la terre. Ainsi, le mouvement relatif entre deux plaques rigides sur la surface d'une sphère est défini comme une rotation par rapport à un pôle fixe (théorème d'Euler). Dans cette géométrie les failles transformantes sont des parallèles, la vitesse relative entre deux plaques, le long d'une faille transformante, dépend de la distance au pôle de rotation, i.e. de la colatitude ϕ :

$$v_t = \Omega \times R \times \sin(\phi) \quad (4.3)$$

où Ω est la vitesse angulaire de rotation.

Le pôle de rotation est déterminé par l'intersection des arcs de grand cercle perpendiculaires aux failles transformantes. Les failles transformantes entre la plaque nord américaine et la plaque pacifique (San Andréas en Californie, Queen Charlotte en Colombie britannique) donnent un pôle de rotation situé près de Terre Neuve. L'ouverture de l'Atlantique sud correspond à une rotation dont le pôle se trouve à proximité de l'Islande. Morgan (1968) a ainsi montré que la vitesse d'ouverture de l'Atlantique sud (mesurée à partir des anomalies magnétiques marines) dépendait bien de la distance au pôle suivant l'équation 4.3. La démonstration de Morgan était non seulement élégante, mais surtout elle montrait qu'il était possible de comparer les prédictions théoriques avec les données géophysiques.

4.4.3 Lois de conservation

Bien que la composition de deux rotations n'est pas aussi simple que l'addition de vitesse dans la plan, la loi d'addition des rotations est simple. Soient trois plaques A , B , C et $\vec{\Omega}_B$ est la rotation de B relativement à A , avec la condition ${}_A\vec{\Omega}_B = -{}_B\vec{\Omega}_A$, il faut:

$${}_A\vec{\Omega}_B + {}_B\vec{\Omega}_C + {}_C\vec{\Omega}_A = 0 \quad (4.4)$$

4.4.4 Stabilité des points triples

Un point où se rencontrent trois plaques distinctes est un point triple. Des conditions de compatibilité entre les vitesses des plaques doivent être vérifiées pour qu'un point triple soit stable. La plupart des points triples sont instables. Pour qu'un point triple soit stable, il faut pouvoir déterminer sa vitesse dans l'espace des vitesses. Cette vitesse doit être celle d'un point frontière entre plaques A et B , et C , et C et A .

Pour qu'un point reste sur une dorsale, il faut que sa vitesse soit parallèle à la dorsale et à mi chemin entre les vitesses des deux plaques. Pour qu'un point reste sur une faille transformante, il faut que sa vitesse reste parallèle à la plaque transformante. Pour qu'un point reste sur une zone de subduction, il faut qu'il reste sur la plaque qui passe au dessus; il peut se déplacer parallèlement à la frontière. Sa vitesse est celle de la plaque supérieure plus une composante arbitraire parallèle à la zone de subduction.

Ainsi, supposons trois dorsales et leur triangle de vitesse, le point triple doit se trouver à l'intersection des trois médiatrices. Parce que les

trois médiatrices s'intersectent toujours en un point, ce point définit la vitesse du point triple. Pour trois failles transformantes, les vitesses sont parallèles aux failles. Un point sur la frontière entre B et A reste sur la frontière si sa vitesse est sur la droite AB dans l'espace des vitesses, de même pour les autres frontières. Il n'y a donc pas dans l'espace des vitesses d'intersection entre ces trois droites. Il y a donc incompatibilité, et une triple jonction entre 3 failles transformantes est toujours instable. Pour une zone de subduction, un point sur la frontière doit rester avec la plaque qui passe au dessus, il doit donc avoir la vitesse de cette plaque, ou une vitesse parallèle à la zone de subduction.

Il faut remarquer que le type de point triple le plus communément observé est celui qui est inconditionnellement stable (jonction de trois dorsales).

4.5 Applications

Les contraintes géométriques sur le mouvement des plaques permettent de mieux interpréter le contexte tectonique d'une région. Par exemple, les modèles d'évolution tectonique et le régime actuel de la côte Pacifique de l'Amérique du Nord ont été révélés par de simples applications de la tectonique des plaques.

4.5.1 Tectonique de la côte Pacifique de l'Amérique du Nord

L'âge des anomalies magnétiques marines à l'ouest de la côte californienne augmente vers l'ouest. Ceci indique qu'une dorsale était active entre la côte californienne et ces anomalies. L'âge de la plus jeune de ces anomalies donne l'âge maximum de la disparition de la dorsale qui a été subductée sous la Californie. Entre la Californie et cette dorsale, se trouvait la plaque de Farallon. Depuis la disparition de la dorsale, la faille de San-Andréas marque la frontière entre la plaque Pacifique et la plaque nord américaine. La faille transformante de San Andréas et la faille transformante de Mendocino se joignent au Nord de SF. Le long de la côte au Nord de la Californie, et en Orégon, l'activité sismique est faible et il n'y a pas évidence directe qu'il y a subduction. Deux hypothèses sont ainsi possible: (1) Il existe une mini plaque entre l'Amérique du Nord et la dorsale de Juan de Fuca, cette miniplaque est subductée sous l'Orégon (2) La dorsale de Juan de Fuca est la frontière entre la plaque

Figure 4.7 Condition de stabilité de jonctions triples. Trois dorsales. La jonction triple est toujours stable

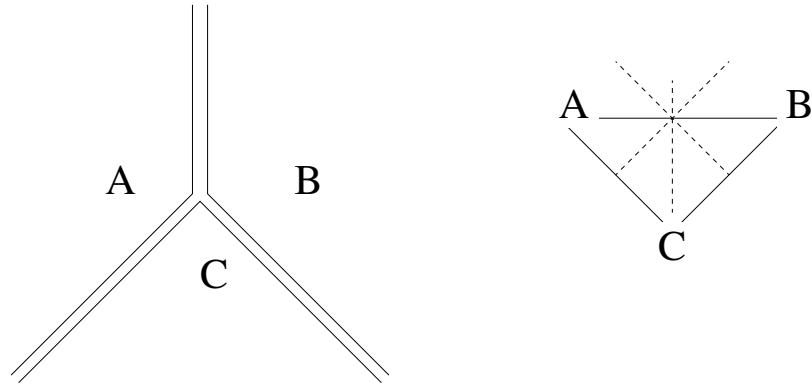


Figure 4.8 Condition de stabilité de jonctions triples. Trois failles transformantes, la jonction triple n'est jamais stable.

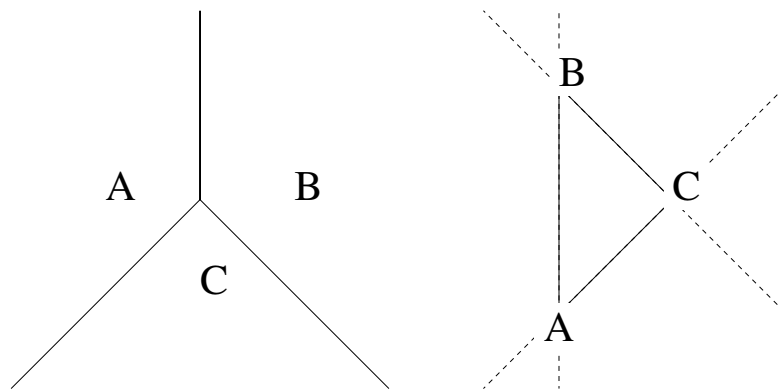
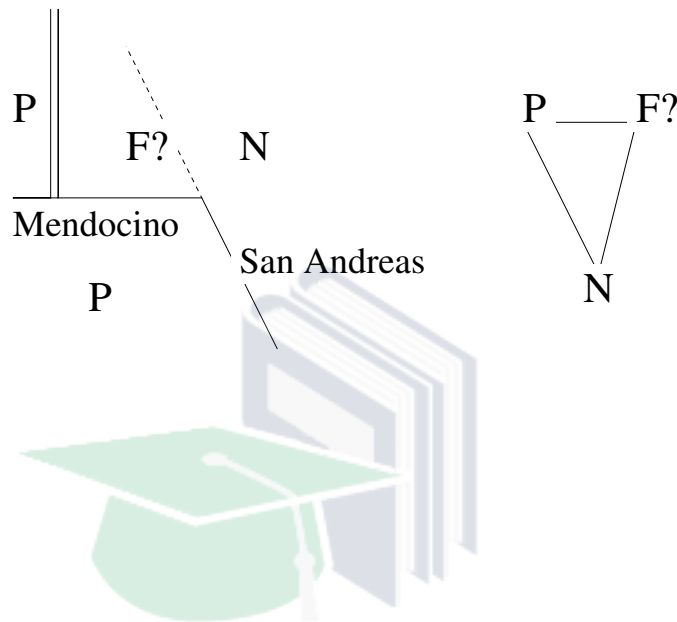


Figure 4.9 Condition de stabilité de jonctions triples. Trois zones de subduction. La jonction triple n'est jamais stable.

nord américaine et la plaque pacifique. Toutefois, cela est incompatible avec les vitesses. Pour éliminer cette contradiction il faut introduire une mini plaque entre la dorsale de Juan de Fuca et l'Amérique du Nord. La vitesse de cette plaque est déterminée par le triangle de vitesse et implique qu'il y a subduction oblique sous l'Orégon. Le point triple au nord de la faille de San Andréas est stable.

Figure 4.10 Les frontières de plaques reconnues sur la côte pacifique. L'introduction d'une miniplaque F est nécessaire pour que les vitesses soient compatibles. La résolution des vitesses montre qu'il y a subduction oblique de cette plaque sous l'Orégon.

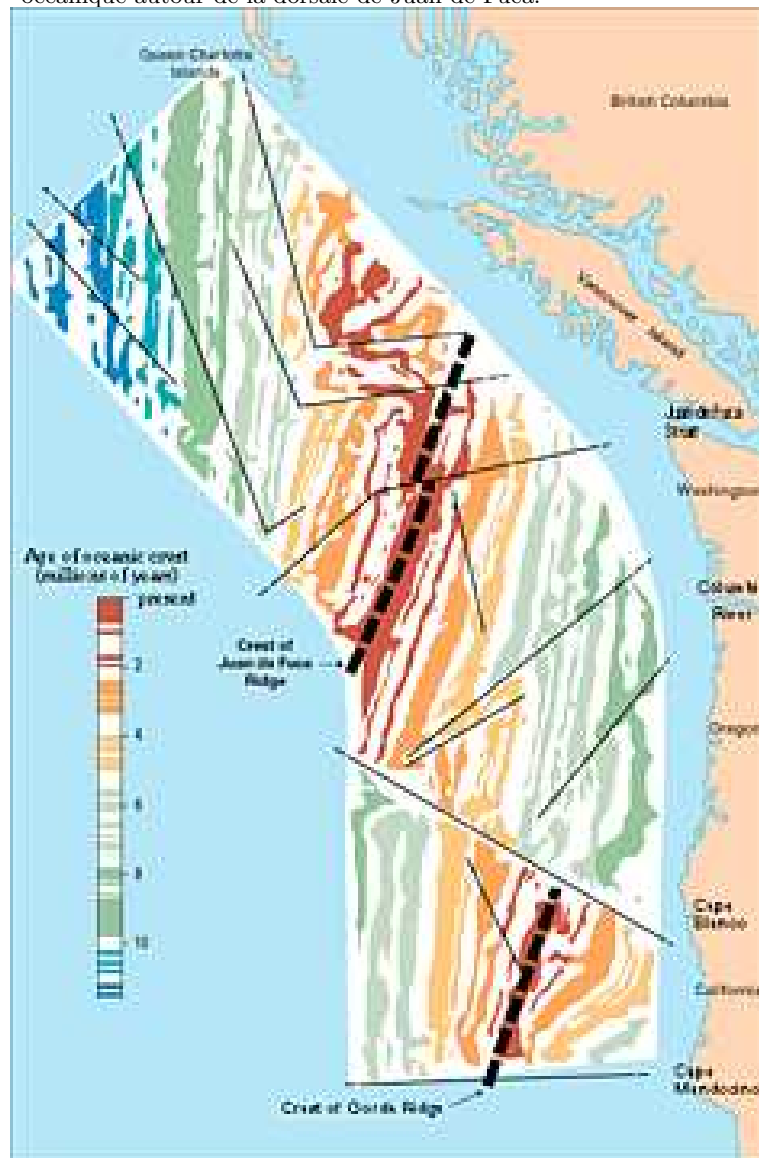


L'analyse des vitesses a donc été utile pour établir la nature des frontières des plaques sur la côte ouest. En analysant la stabilité des deux points triples à chaque extrémité de la faille de San Andréas, on peut montrer que ces deux points s'éloignent et donc que la faille de San Andréas grandit. Aux taux actuels, cela impliquerait que la faille de San Andréas a commencé son existence à 20 Ma. Ceci est aussi confirmé par les anomalies magnétiques marines. Le plancher océanique à l'ouest de la Californie est relativement jeune et son âge augmente vers l'ouest, c'est-à-dire que la dorsale dont il provient doit se trouver à l'est. La plaque qui se trouvait à l'est de cette dorsale, *Plaque de Farallon*, et la dorsale elle-même ont été subductées sous la Californie à 20 Ma.

Figure 4.11 La situation actuelle sur la côte ouest de l'Amérique du Nord.



Figure 4.12 Les anomalies magnétiques et l'âge du plancher océanique autour de la dorsale de Juan de Fuca.



5

Point Chauds-Cycle de Wilson

5.1 Points Chauds

L'activité volcanique à l'intérieur des plaques est anormale du point de vue de la tectonique des plaques. Wilson (1963) avait remarqué que les îles Hawaï, formées par des volcans actifs aujourd'hui, faisaient partie d'une chaîne rectiligne d'îles volcaniques qui se prolonge vers le Nord Ouest du Pacifique.

Tuzo Wilson avait suggéré que cette activité volcanique intraplaque

Figure 5.1 La chaîne de Hawaï dans l'océan Pacifique

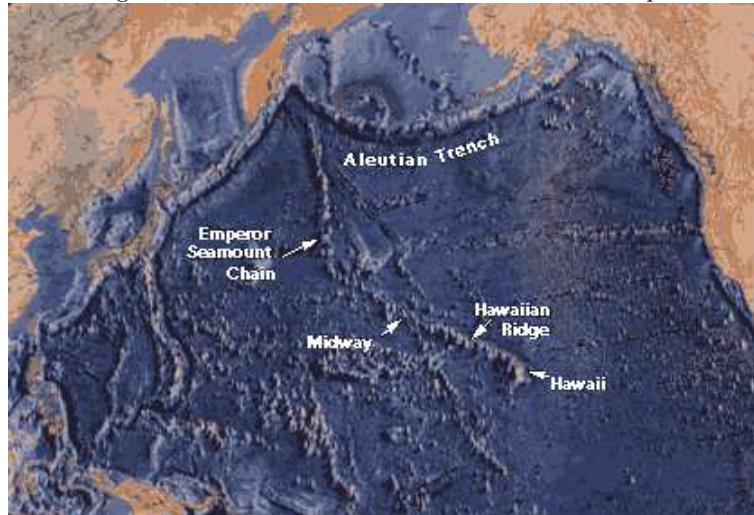
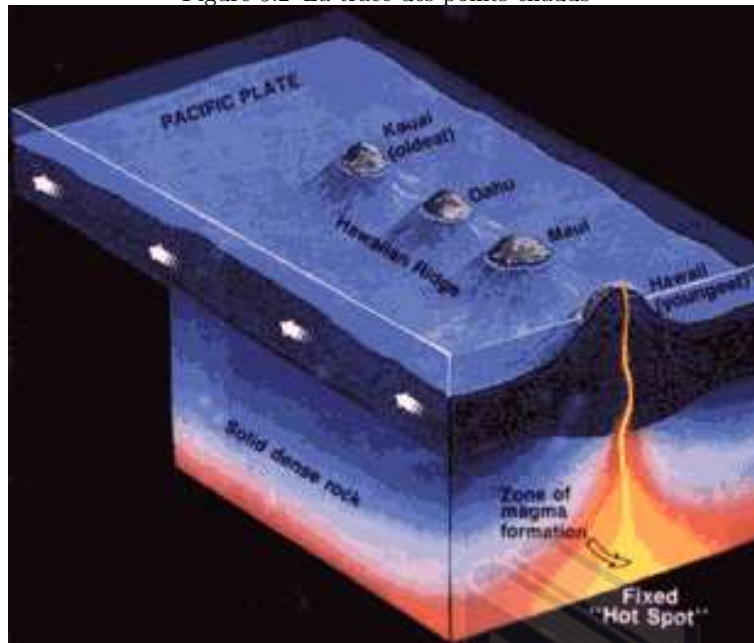


Figure 5.2 La trace des points chauds



est causée par la présence de panaches (plumes) chauds provenant du manteau inférieur et qui pénètrent la lithosphère. Si ces points chauds sont fixes dans le manteau, ils fournissent un système de référence pour mesurer le mouvement des plaques par rapport au manteau. Ainsi, la chaîne des volcans d'Hawaïi a enregistré le mouvement de la plaque Pacifique par rapport à un point chaud fixe. A partir d'Hawaïi, la trace du point chaud se prolonge vers le WNW puis tourne soudainement vers le Nord. Les îles volcaniques à hauteur du Kamchatka ont un âge de 80Ma. Les îles à hauteur de la cassure ont un âge de 45 Ma. Il semble donc que la plaque Pacifique se dirigeait vers le Nord jusqu'à 45 Ma et qu'elle a changé de direction. Ce changement correspond à une réorganisation globale du mouvement des plaques. Apparemment, cette réorganisation s'est faite très rapidement.

Par la suite, ? a suggéré que la convection dans le manteau se fait à travers ces panaches qui transportent la chaleur depuis le manteau inférieur jusqu'à la base de la lithosphère.

5.1.1 Points chauds actifs

On a répertorié une centaine de points chauds actifs aujourd'hui. Les plus importants sont Hawaï, l'Islande, les îles de la Réunion, les Afars. A l'intérieur de l'Amérique du Nord, Yellowstone est un point chaud. Les points chauds sont plus fréquents dans les océans que dans les continents. L'Afrique où il y a de nombreux points chauds fait exception. Parce que la croûte océanique est recyclée, il y a peu de traces de points chauds au delà de 200Ma. Les Montérégiennes au Québec et en Nouvelle Angleterre sont la trace d'un point chaud. Les essaims de dykes du McKenzie (McKenzie dykes swarm) qui partent de l'embouchure de la rivière McKenzie et traversent le bouclier canadien jusqu'au sud de la baie d'Hudson sont probablement dus à l'action d'un point chaud à 1,200Ma.

La lithosphère continentale est supposée être trop épaisse pour permettre à un point chaud de percer, sauf si le continent est immobile, ce qui est le cas du continent africain. Il faut noter que le volcanisme du point chaud de Hawaï perce la plaque Pacifique bien que celle-ci se déplace très rapidement.

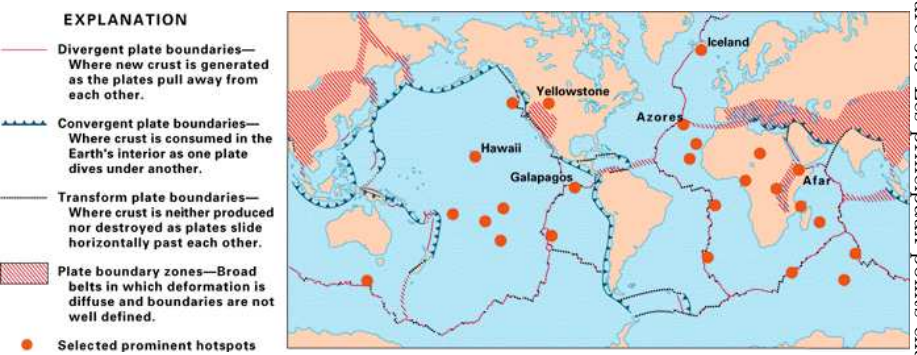
5.1.2 Fixité des points chauds

L'hypothèse que les points chauds sont fixes dans le manteau suppose que leur mouvement relatif est nul. Cela peut être vérifié en comparant les traces des points chauds. Il semble que cela soit approximativement vrai jusqu'à 120 Ma. Dans ce cas, les points chauds fixes forment un système de référence pour mesurer le mouvement absolu des plaques. *Minster & Jordan* [1978] ont ainsi déterminé le mouvement absolu de toutes les plaques dans un système de référence où les points chauds sont fixes. *Argus & Gordon* [1991] ont montré que ce système de référence des points chauds est différent du système dans lequel la résultante de toutes les rotations est nulle. Ceci implique que l'ensemble des plaques se déplace légèrement vers l'ouest par rapport au manteau. Ce déplacement est peut-être causé par l'orientation dominante des zones de subduction qui tirent les plaques vers l'ouest.

5.1.3 Application: Ouverture de l'Atlantique

L'ouverture de l'océan Atlantique a été précédée par une intense activité de points chauds. Les traces des points chauds peuvent être utilisées pour

Figure 5.3 Les principaux points chauds



reconstruire le mouvement des plaques. Les résultats sont compatibles avec les anomalies magnétiques marines [Morgan, 1983].

Il faut remarquer que la trace d'un point chaud est parfois discontinue à travers un océan. Si une dorsale passe au dessus du point chaud à un temps T , il y aura ensuite formation de plancher océanique de part et d'autre de la dorsale. Ce plancher qui s'est formé après le passage du point chaud n'enregistrera pas sa trace. Ceci démontre aussi que les dorsales ne sont pas fixes.

5.2 Cycle de Wilson

J. Tuzo Wilson avait proposé que la formation des Appalaches était le résultat d'un cycle d'ouverture et de fermeture du proto-océan atlantique, Iapetus (Wilson, 1963). C'était la première véritable application de l'expansion des fonds océaniques à la géologie. Cela impliquait aussi que la tectonique des plaques avait fonctionné pendant une grande partie de l'histoire de la Terre et que la formation de super-continent et l'ouverture de bassins océaniques font partie de cycles qui se reproduisent. C'est Kevin Burke qui a donné le nom de *cycle de Wilson* au cycle d'ouverture et fermeture d'un bassin océanique.

Le *cycle de Wilson*, qui place l'orogénèse dans le cadre de la tectonique des plaques, comprend les étapes suivantes:

- Formation d'un rift intracontinental. Il y a extension de la croûte continentale, formation d'un graben et activité volcanique. Aujourd'hui le rift est-africain et le rift du Rio Grande en sont des exemples. L'ouverture d'un bassin océanique ne suit pas toujours la formation du rift intracontinental. Il existe de nombreux exemples de rifts avortés à l'intérieur des continents (graben du St-Laurent, rift de Keeweenaw).
- Début d'ouverture d'un océan. A ce stade, il y a formation de croûte océanique à partir d'un rift central. La Mer Rouge est un exemple de bassin océanique en formation.
- Evolution d'un bassin océanique. Le plancher océanique continue de se former à partir de la dorsale. les marges continentales, dont la croûte a été amincie, s'enfoncent et permettent l'accumulation des sédiments. Les marges continentales jouent le rôle des géosynclinaux. Cette situation correspond à celle de l'océan Atlantique.
- Initiation de la subduction et destruction du plancher océanique. Formation d'îles en arc par subduction océan-océan. Subduction océan-continent et formation de marges continentales actives. L'océan Pacifique contient tous ces éléments.
- Fermeture d'un océan avec collision continentale. L'exemple est la collision de l'Inde avec l'Asie qui forme l'Himalaya.

Ce résumé très simplifié ne rendaient évidemment pas compte de tous les phénomènes. Par ailleurs, certaines étapes du cycle peuvent manquer. Mais le cycle de Wilson met la plupart des phénomènes géologiques dans un contexte global.

6

Sismologie et tectonique des plaques

Les frontières de plaque, où se concentre toute l'activité tectonique, sont définies par l'activité sismique. La nature de cette activité permet de déterminer le mouvement relatif des plaques. Avec les ondes sismiques, il est possible de déterminer le mouvement des failles et d'en déduire le mouvement relatif de deux plaques.

6.1 Observations des tremblements de Terre

Les ondes sismiques sont des ondes de déformation qui se propagent dans les solides. La déformation associée aux ondes P est un changement de volume. Le passage de l'onde cause une compression suivie de dilatation, ou une dilatation suivie de compression. La déformation associée aux ondes P est un changement de forme sans changement de volume (cisaillement). La direction du premier mouvement des ondes sismiques permet de déterminer le plan de rupture et la direction du mouvement et des contraintes qui ont causé la rupture sur la faille.

Les ondes sismiques produites par les tremblements de terre sont observées à l'aide de sismographes qui enregistrent les accélérations du sol. Les observatoires enregistrent les trois composantes de l'accélération (en général dans deux gammes de fréquences: courtes périodes ≈ 1 s, longues périodes ≈ 40 s) La différence des temps d'arrivée entre les ondes P et S permet de déterminer la distance du tremblement de Terre. Avec suffisamment d'observations, on peut localiser le foyer. Le foyer désigne le point précis où a eu lieu le tremblement de terre. L'épicentre désigne sa projection à la surface.

Echelle de Richter

Pour quantifier les tremblements de terre, on utilise la magnitude (échelle de Richter). Il s'agit d'une échelle logarithmique qui mesure l'amplitude du mouvement vertical du sol enregistré lors du passage d'une onde de fréquence donnée à une certaine distance de l'épicentre. Il y a plusieurs définitions de la magnitude dépendant de l'onde choisie. L'énergie du tremblement de terre est liée à l'amplitude. Empiriquement, on a constaté que l'énergie était multipliée par 30 quand la magnitude augmentait d'une unité.¹ La relation entre l'énergie E_s et la magnitude M_s est donnée par une relation de Gutenberg-Richter:

$$\text{Log}_{10} E_s = 1.5 M_s + 4.8 \quad (6.1)$$

Dans cette relation, l'énergie est calculée en Joules. Un tremblement de Terre de magnitude 8.5 libère une énergie $> 10^{17}$ J. l'énergie totale libérée par toute l'activité sismique mondiale est de l'ordre de $> 10^{18}$ J/a.

Moment sismique

Les sismologues utilisent maintenant la notion de moment d'un tremblement de terre qui dépend du déplacement de la faille et de la surface totale de la zone de rupture.

Le moment sismique est un tenseur dont les composantes M_{ij} sont:

$$M_{ij} = \mu(\Delta u_i n_j + \Delta u_j n_i) A \quad (6.2)$$

où μ est le module de cisaillement, Δu_i est la composant i du déplacement, n_j est la normale au plan de la faille, et A est la surface de la zone de rupture. Le moment se mesure en N m.

6.2 Sismicité et définition des frontières de plaques

La distribution géographique des tremblements de terre suit un patron bien défini (Figure 4.3). Les frontières de plaque peuvent ainsi être définies à partir des épicentres des séismes.

Il y a plusieurs milliers de tremblements de terre enregistrés chaque année. En moyenne, il y a un tremblement de terre de magnitude > 8 par an. Un tremblement de terre de magnitude > 8 dégage autant d'énergie que l'ensemble de tous les tremblements de l'année. Les tremblements de terre de magnitude > 8.5 sont exceptionnels.

¹ Théoriquement, l'énergie est proportionnelle au carré de l'amplitude et le facteur devrait être 100 au lieu de 30.

A proximité des dorsales, la plus grande partie de l'activité est liée aux failles transformantes. Il y a aussi un peu d'activité sur les flancs de la dorsale. Ces tremblements de terre sont superficiels, et leur magnitude est en général < 6.5 .

Les tremblements de terre sur les failles transformantes qui ne sont pas directement attachées à une dorsale (San Andréas) peuvent être plus violents.

Les tremblements de terre les plus violents sont liés à la subduction et à la collision continentale. Ce sont aussi les seuls tremblements de terre profonds ($< 100\text{km}$ pour la collision continentale, $< 600\text{km}$ pour la subduction).

Les données instrumentales de l'activité sismique sont très récentes (≈ 100 ans). En Amérique du Nord, les données historiques ne couvrent que quelques centaines d'années. Ces données sont très insuffisantes pour en déduire des tendances à long terme. La tectonique des plaques a ainsi attiré l'attention sur des régions où il y a un déficit de l'activité sismique (Orégon, Ile de Vancouver). Dans la plupart de ces régions, des études de paléosismicité ont confirmé que le risque sismique à long terme est élevé.

6.3 Mécanisme au foyer des tremblements de terre

6.3.1 Description des failles

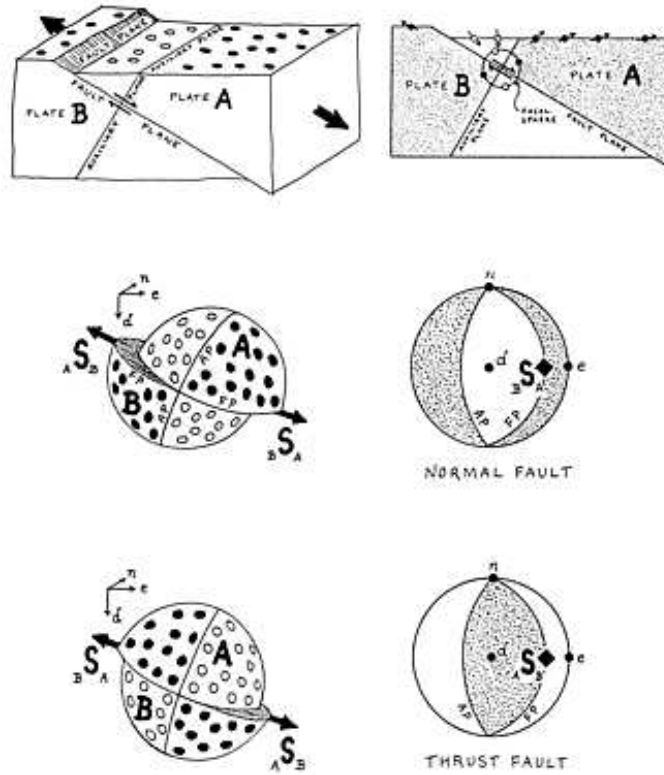
Rappel: Géométrie des failles. Inclinaison et déclinaison. Rejet. Contraintes principales. Types de failles.

Rappel: Représentation à l'aide de projection stéréographiques du plan d'une faille et du mouvement.

6.3.2 Détermination des mécanismes au foyer

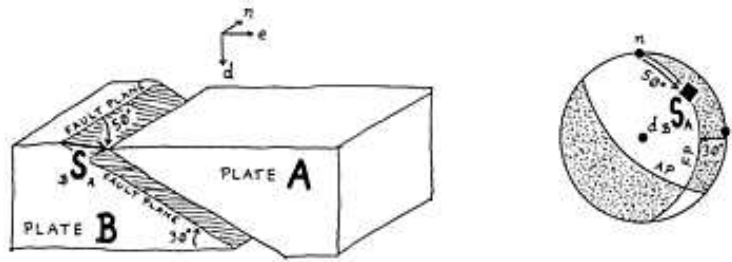
Un tremblement de Terre est causé par un mouvement soudain le long d'un plan de faille. La friction sur le plan de faille empêche tout mouvement de se produire et les contraintes s'accumulent autour de la faille. Lorsque la contrainte dépasse le seuil de friction (loi de Byerlee), il y a un tremblement de Terre avec libération brutale de l'énergie accumulée. On peut montrer que dans un solide, la direction de la contrainte de cisaillement maximum est à 45° entre les contraintes principales maximum et minimum. Il y a donc deux directions perpendiculaires pour lesquelles la contrainte de cisaillement est maximum.

Figure 6.1 Mouvement d'une faille. Premiers mouvements des ondes P. Les zones ombragées sont celles où le premier mouvement de l'onde P est une compression.



Pour qu'il y ait mouvement sur une faille, il faut que la contrainte de cisaillement soit supérieure à la friction. On peut représenter la contrainte de cisaillement par un couple de forces parallèles au plan de la faille. Pour qu'il n'y ait pas de rotation, ce couple doit être contrebalancé par un couple de direction opposée. Ce couple agit sur le plan perpendiculaire à la direction du cisaillement dans le plan de faille. Ce deuxième plan est dit plan conjugué. Les axes principaux, T de tension maximum, et P de compression maximum, sont à 45° entre les deux plans conjugués. Le plan de faille et le plan conjugué divisent la terre autour de la faille en 4 quadrants. Lorsqu'il y a rupture de la faille, le premier mouvement dans chacun de ces quadrants sera soit une com-

Figure 6.2 Mouvement d'une faille et premiers mouvements des ondes P



pression, soit une dilatation. Ce premier mouvement est celui des ondes P. Il faut noter que ce premier mouvement est une compression dans les quadrants qui sont en tension (comme lorsqu'un ressort tendu casse, il se contracte). Dans les régions en compression, le premier mouvement sera une dilatation (comme un ressort qui est comprimé se détend lorsqu'il n'est plus retenu).

En déterminant la distribution géographique de la direction du premier mouvement des ondes P, il est possible de déterminer le plan de faille et le plan conjugué ainsi que les axes principaux des contraintes. S'il n'y a aucune ambiguïté pour les axes T et P, il est par contre impossible de reconnaître à partir des données sismiques, le plan de faille du plan conjugué. Ces deux plans sont appelés *plans nodaux*. L'ambiguïté peut être résolue si la direction des failles est connue par la géologie. la détermination des mécanismes au foyer est faite automatiquement à l'aide d'ordinateurs. Elle peut se faire facilement en utilisant les projections stéréographiques. On représente en projection, la demi-sphère inférieure et on y reporte les premiers mouvements des ondes P. En principe, la polarité du premier mouvement permet de déterminer la trace des deux plans conjugués. On peut déterminer les axes P et T de compression et tension maximum. Si la géologie permet de déterminer le plan de la faille, on peut alors déterminer la direction du mouvement.

6.3.3 Application

Les mécanismes au foyer ont démontré la nature du mouvement le long des failles transformantes. Si la discontinuité de la dorsale était due à un décrochement, le mouvement de la faille serait un mouvement latéral gauche. Par contre, le mouvement de la faille transformante est un mou-

vement latéral droit. Dans le premier cas, les quadrants 1 et 3 enregistrent une compression et les quadrants 2 et 4, une dilatation. Sinon c'est l'inverse. Les études de la dorsale mid Atlantique ont démontré que l'interprétation de Tuzo Wilson était correcte.

Figure 6.3 Contraintes principales et mécanismes au foyer pour les différents types de failles. En général les mécanismes sont plus complexes avec une composante de décrochement superposée à la composante normale ou inverse.

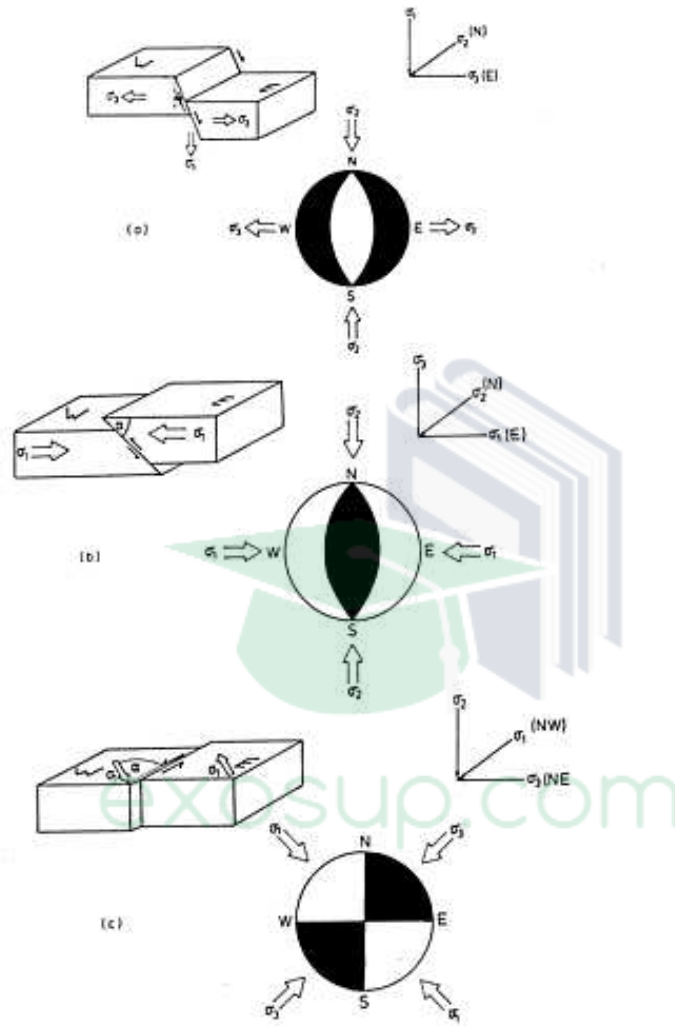


Figure 6.4 Faille transformante. S'il s'agissait d'une faille de décrochement classique, les mécanismes au foyer seraient inversés

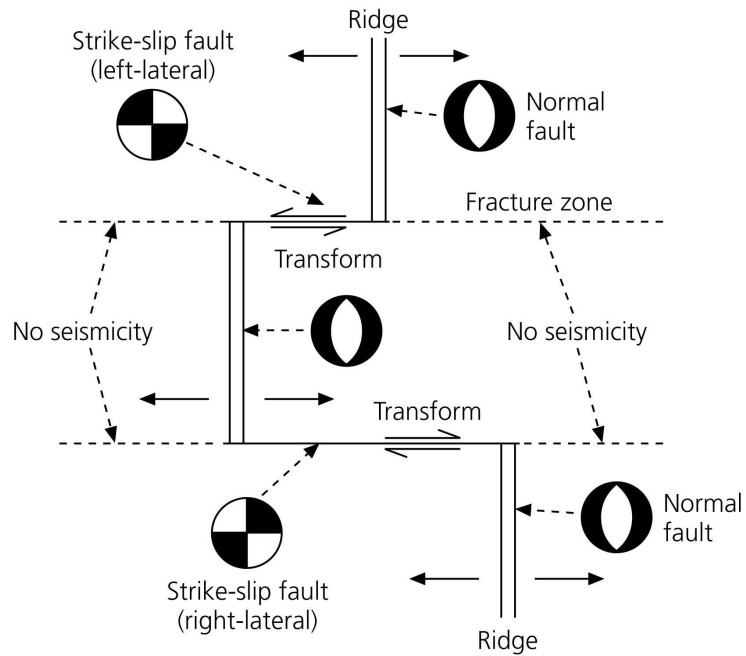


Figure 6.5 Un tremblement de terre le long de la dorsale du Chili. Si le plan de faille est EW, le mouvement du bloc Nord est vers l'Est. Pour une faille NS, le mouvement du bloc Est est vers le Nord. Il y a une composante normale superposée à la composante de décrochement.

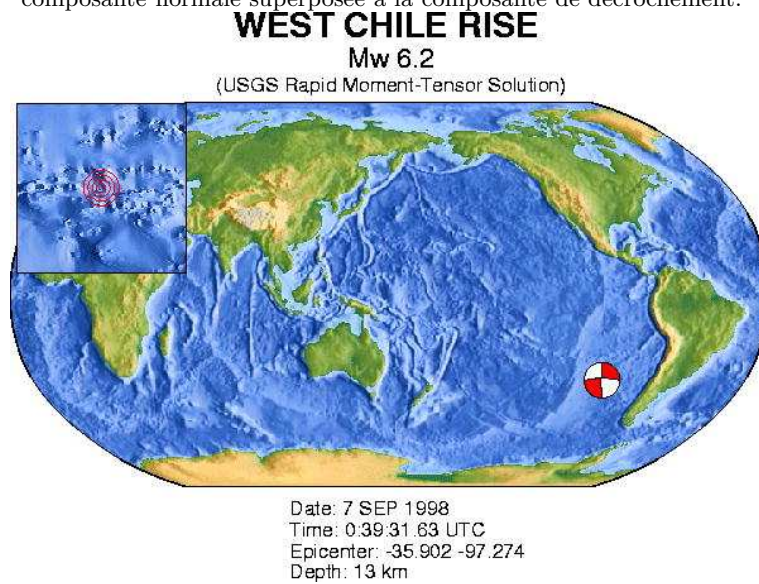
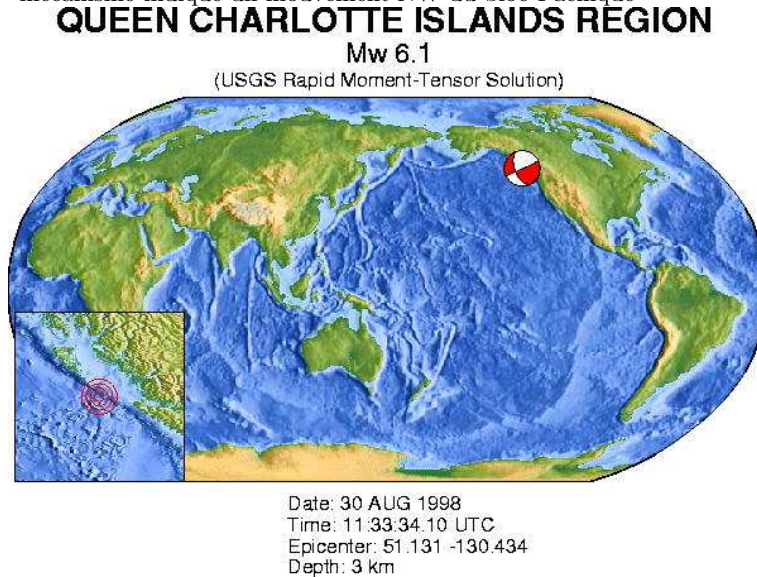


Figure 6.6 Un tremblement de Terre le long de la faille de la Reine Charlotte, à l'ouest du Canada. La faille est orientée NWN, et le mécanisme indique un mouvement NW du bloc Pacifique



De part et d'autre de la vallée centrale de la dorsale, il y a des failles normales. Les mécanismes au foyer des tremblements de Terre qui proviennent des flancs de la dorsale montrent bien un mouvement correspondant à une extension le long de ces failles normales.

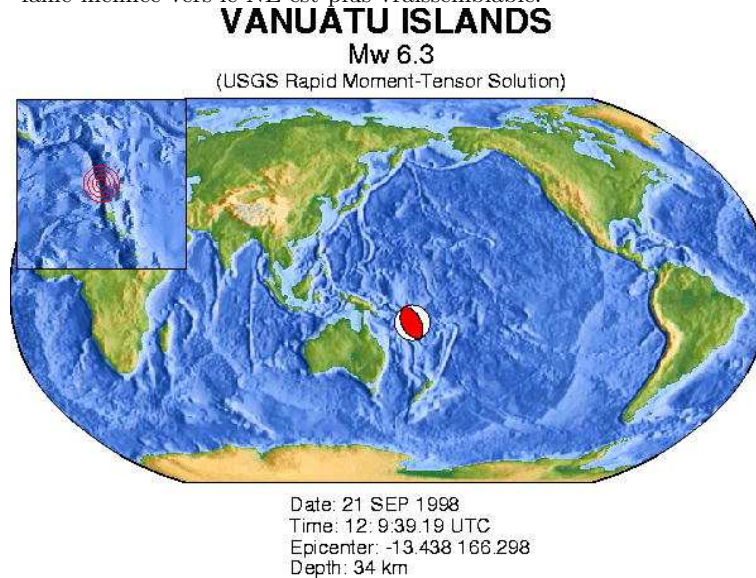
La sismicité des zones de subduction est beaucoup plus complexe. Elle implique toute la zone de Wadati-Benioff jusqu'à 600 km de profondeur. Elle implique de la déformation dans les îles en arc derrière la zone de subduction. Près de la surface, les mécanismes au foyer de la subduction sont des mécanismes de failles inverses. Plus en profondeur (100-300km), les mécanismes au foyer montrent qu'il y a tension dans la plaque en subduction. Les mécanismes changent pour de la compression pour des profondeurs > 400km.

Dans l'île en arc, en arrière de la zone de subduction, les mécanismes au foyer indiquent des failles normales et un régime d'extension.

6.3.4 Sismicité intraplaque

Bien que la plupart des tremblements de Terre se produisent aux frontières de plaques, il existe des zones sismiques loin de toute frontière entre

Figure 6.7 Un tremblement de Terre près de la fosse des Nouvelles-Hébrides. Le mouvement correspond à un chevauchement. Le plan de faille pourrait être incliné soit vers le SW, soit vers le NE. Dans cette région où la plaque Australienne passe sous la plaque Pacifique, une faille inclinée vers le NE est plus vraisemblable.



plaque. Ainsi, es tremblements de terre les plus violents historiquement rapportés en Amérique du Nord sont ceux de 1811 et 1812, à New Madrid, dans la vallée du Mississippi. La vallée du Mississippi est le centre d'une région d'activité sismique qui continue aujourd'hui. Au Canada, il y a de l'activité sismique dans la vallée du Saint Laurent, principalement autour de l'astrolème de La Malbaie. Il y a également un peu d'activité sur la marge Atlantique.

Il est peu vraisemblable que ces crises de sismicité intraplaque soient importantes à l'échelle géologique. Dans du Saint-Laurent, le début de l'activité présente n'est pas connu, mais il est établi qu'elle dure depuis au moins 10ka. Il est probable que cette activité est sporadique et qu'elle pourrait se déplacer dans des régions aujourd'hui calmes.

Figure 6.8 La sismicité des Etats Unis. Notez l'absence de sismicité de la zone de subduction de Cascadia en Orégon et la sismicité intraplaque de l'ouest des USA.

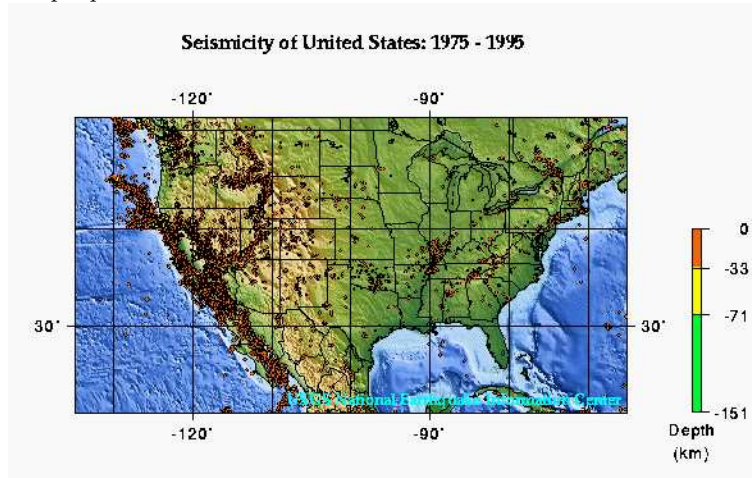
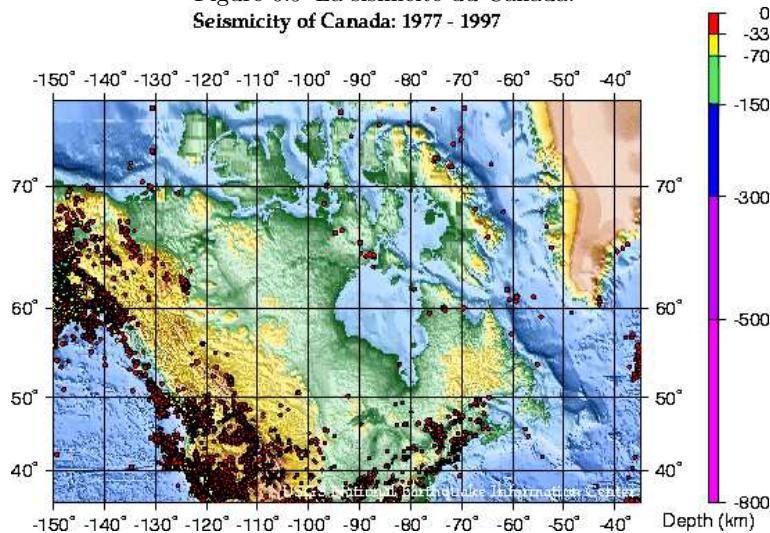


Figure 6.9 La sismicité du Canada.



6.4 Notes supplémentaires: Tenseur des contraintes.

En général, la force, \mathbf{F} qui agit à travers une surface dans un milieu continu, dépend de l'orientation de cette surface. L'orientation d'une surface

est définie par la direction de la normale à cette surface, c.a.d. par les composantes du vecteur unité \mathbf{n} normal à la surface; les composantes de ce vecteur sont les cosinus directeurs de la normale (cos de l'angle entre la normale et chacun des axes d'un système cartésien de coordonnées). Si la force dépend linéairement de l'orientation de la normale, elle est donnée par:

$$F_x = T_{xx}n_x + T_{xy}n_y + T_{xz}n_z \quad (6.3)$$

$$F_y = T_{yx}n_x + T_{yy}n_y + T_{yz}n_z \quad (6.4)$$

$$F_z = T_{zx}n_x + T_{zy}n_y + T_{zz}n_z \quad (6.5)$$

Par convention, la normale est prise vers l'extérieur d'un volume. Les contraintes sont donc définies positives vers l'extérieur (signe contraire de la pression). La contrainte est une force par unité de surface, c.a.d. une pression dont l'unité de mesure est le N m^{-2} ou Pa. Le gradient de pression lithostatique dans la croûte est de l'ordre de 30 MPa. m^{-1} .

En utilisant une notation avec indices ($i, j = 1, 2, 3$ pour x, y, z), la composante F_i du vecteur est donné par:

$$F_i = T_{ij}n_j \quad (6.6)$$

avec sommation sur l'indice qui est répété. Cette relation définit la force par unité de surface en fonction du tenseur des contraintes \mathbf{T} . (On introduit le concept de tenseur parce qu'il s'agit d'une grandeur physique donc indépendante du système de coordonnées. Par contre, les composantes de ce tenseur dépendent du système de coordonnées). On peut montrer que cette définition conduit à une relation d'équilibre entre toutes les forces agissant sur la surface d'un cube ou d'un trièdre, en considérant que la force agissant sur une surface perpendiculaire à l'axe des x a pour composantes T_{xx}, T_{yx}, T_{zx} , la force agissant sur une surface perpendiculaire à l'axe des y a pour composantes T_{xy}, T_{yy}, T_{zy} , et la force agissant sur une surface perpendiculaire à l'axe des z a pour composantes T_{xz}, T_{yz}, T_{zz} .

La condition d'équilibre du moment des forces agissant sur un cube implique que le tenseur des contraintes est aussi symétrique, cad:

$$T_{xy} = T_{yx}; T_{xz} = T_{zx}; T_{yz} = T_{zy} \quad (6.7)$$

6.4.1 Contraintes principales

Toute matrice symétrique d'ordre 3 admet 3 valeurs propres et vecteurs propres, c.a.d. 3 solutions à l'équation:

$$\mathbf{A}\mathbf{v} = \lambda\mathbf{v} \quad (6.8)$$

Pour chaque valeur propre λ_i , il existe un vecteur propre \mathbf{v}_i tel que l'équation est satisfaite. On peut démontrer que:

1. Si les valeurs propres sont distinctes, les vecteurs propres sont orthogonaux.
2. Si deux valeurs propres sont égales, toute combinaison linéaire des vecteurs propres correspondant est vecteur propre.
3. Si les trois valeurs propres sont égales, tout vecteur est vecteur propre. Dans ce cas, la matrice \mathbf{A} est multiple de la matrice unité et ses composantes sont les mêmes dans tous les systèmes de coordonnées.

Dans le système de coordonnées propres (les axes sont définis par les directions de trois vecteurs propres orthogonaux), le tenseur des contraintes est diagonal:

$$\mathbf{T} = \begin{pmatrix} \sigma_1 & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_2 & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_3 \end{pmatrix} \quad (6.9)$$

Les valeurs propres du tenseur des contraintes (par convention $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$) sont dites contraintes principales et les axes définissent les directions principales (directions selon lesquelles les contraintes sont parallèles aux normales).

Dans le cas où les trois contraintes principales sont égales, la contrainte est toujours normale à la surface et indépendante de la direction. Le champ de contrainte est dit lithostatique (la contrainte est égale à la pression due au poids des roches).

Les contraintes sur un plan parallèle à la direction de σ_2 et faisant un angle θ avec la direction de σ_1 peut se décomposer en contraintes normale σ_n et tangentielle σ_t . La contrainte tangentielle correspond au cisaillement. Les contraintes normale et tangentielle sont égales à:

$$\sigma_n = \sigma_1 \cos^2 \theta + \sigma_3 \sin^2 \theta \quad (6.10)$$

$$\sigma_t = (\sigma_1 - \sigma_3) \cos \theta \sin \theta = \frac{1}{2}(\sigma_1 - \sigma_3) \sin(2\theta) \quad (6.11)$$

Le cisaillement est donc maximum le long de plans à $\pm 45^\circ$ entre les directions des contraintes maximum et minimum. En principe, c'est donc le long de ces plans que la fracturation se produit.

Ceci permet de déterminer le type de faille en fonction de l'orientation des contraintes principales. Trois cas sont à distinguer:

1. σ_1 et σ_3 horizontales: faille de décrochement.
2. σ_1 horizontale et σ_3 verticale: régime tensionnel: faille normale.

3. σ_1 verticale et σ_3 horizontale: régime compressif: faille inverse.

La convention de signe est que la contrainte est positive vers l'extérieur. En général, la pression lithostatique est dirigée vers l'intérieur et les contraintes sont négatives, la contrainte principale maximum est donc la plus petite en valeur absolue.

6.4.2 Effet de la friction

En pratique les failles normales et inverses font rarement un angle de 45° avec la verticale. Ceci est dû au fait que la friction le long de la faille n'a pas été considérée. La loi d'Amonton suppose que la friction est proportionnelle à la pression lithostatique. La constante de proportionnalité est le coefficient de friction. La loi de Byerlee est basée sur des mesures en laboratoire des variations de la contrainte de cisaillement nécessaire pour surmonter la friction et déclencher la rupture en fonction de la pression effective.

$$\sigma_s = \alpha(\sigma_n - p_w) \quad (6.12)$$

où le coefficient de friction α est 0.8 pour une contrainte effective $\sigma_n - p_w \leq 200 \text{ MPa}$ et 0.6 pour $\sigma_n - p_w \geq 200 \text{ MPa}$. La contrainte effective $\sigma_n - p_w$ est la différence entre la pression lithostatique et la pression des fluides dans les pores de la roche, souvent supposée égale à la pression hydrostatique.

En tenant compte de la friction, la contrainte est maximum pour un angle θ tel que:

$$\tan(2\theta) = \pm \frac{1}{\alpha} \quad (6.13)$$

où le signe est positif pour une faille normale et négatif pour une faille de chevauchement. La différence entre la plus grande et la plus petite contrainte principale, $\sigma_1 - \sigma_3$, doit être au moins égale à:

$$\sigma_1 - \sigma_3 \geq \frac{2\alpha\sigma_n}{\sqrt{\alpha^2 + 1} \pm \alpha} \quad (6.14)$$

Le signe au dénominateur dépend de la direction de la contrainte principale maximum. Il est positif si la contrainte maximum est horizontale et négatif si elle est verticale. En pratique, cela implique que la différence des contraintes principales doit être beaucoup plus grande pour surmonter la friction pour une faille de chevauchement que pour une faille normale. (En supposant que la pression de fluide est hydrostatique, la

différence est de l'ordre de 2 fois la contrainte lithostatique en chevauchement et de 0.7 fois la contrainte lithostatique pour une faille normale). La lithosphère est donc plus résistante à des contraintes compressives que tensiles.

6.4.3 Changement de système d'axes de coordonnées

Dans un système cartésien de coordonnées, un vecteur \mathbf{v} est exprimé par ses composantes v_i en fonction des vecteurs unités \mathbf{e}_i dans la direction des axes.

$$\mathbf{v} = v_i \mathbf{e}_i \quad (6.15)$$

Pour un système cartésien, $\mathbf{e}_i \cdot \mathbf{e}_j = \delta_{ij}$ ($\delta_{ij} = 1; i = j; \delta_{ij} = 0; i \neq j$). Dans un autre système cartésien dont les vecteurs unités sont \mathbf{e}'_i , le vecteur \mathbf{v} est donné par:

$$\mathbf{v} = v_i \mathbf{e}_i = v'_j \mathbf{e}'_j = v'_j (\mathbf{e}'_j \cdot \mathbf{e}_i) \mathbf{e}_i = v'_j R_{ji} \mathbf{e}_i \quad (6.16)$$

La matrice \mathbf{R} est une matrice de rotation qui permet de transformer les composantes d'un vecteur d'un système cartésien à un autre. Elle est orthogonale:

$$R_{ij} R_{kj} = \delta_{ik} \quad (6.17)$$

$$\mathbf{R}^T \mathbf{R} = \mathbf{R} \mathbf{R}^T = \mathbf{I} \quad (6.18)$$

où \mathbf{R}^T est la transposée de \mathbf{R} et \mathbf{I} dénote la matrice unité. Pour un tenseur cartésien de composantes T_{ij} , le changement de système de coordonnées est donné par:

$$T_{ij} = R_{ki} R_{lj} T'_{kl} \quad (6.19)$$

Après changement du système de coordonnées, l'équation aux valeurs propres, $\mathbf{A}\mathbf{v} = \lambda\mathbf{v}$, peut s'écrire:

$$\mathbf{A}'\mathbf{v}' = \mathbf{A}'\mathbf{R}\mathbf{v} = \lambda\mathbf{v}' = \lambda\mathbf{R}\mathbf{v} \quad (6.20)$$

et donc:

$$\mathbf{A} = \mathbf{R}^T \mathbf{A}' \mathbf{R} \quad (6.21)$$

$$\mathbf{A}' = \mathbf{R} \mathbf{A} \mathbf{R}^T \quad (6.22)$$

Paléomagnétisme

7.1 Introduction

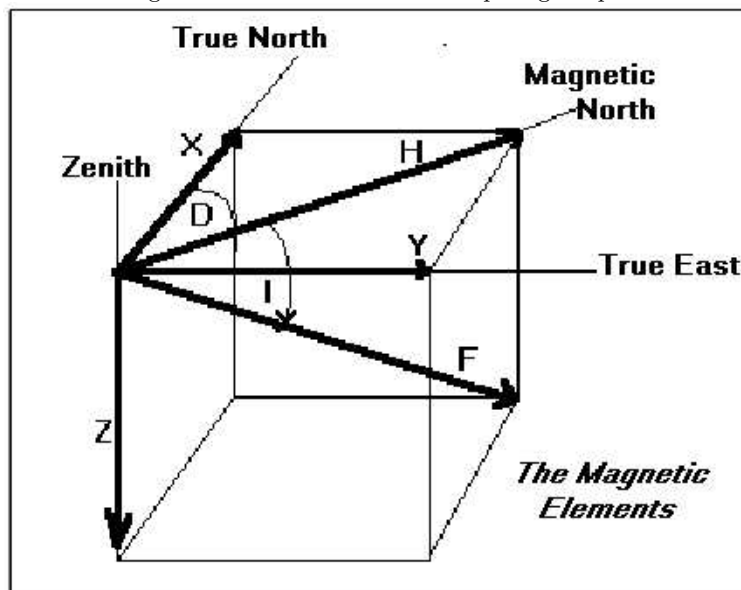
C'est un nouveau type de magnétomètre conçu par le physicien Blackett qui a permis le développement du paléomagnétisme dans les années 1950. Blackett, qui voulait expliquer le champ magnétique de la Terre et du soleil, avait proposé que tout corps en rotation produit un champ magnétique. Il avait mis au point un magnétomètre pour tester sa théorie qui a rapidement été abandonnée. Mais ce nouveau magnétomètre allait être utilisé par Keith Runcorn et ses étudiants, notamment Ted Irving, qui allaient mettre au point la méthode paléomagnétique. Il est surprenant que le paléomagnétisme n'ait pas joué un rôle plus important dans l'histoire de la tectonique des plaques. Les premières études (1955) qui démontraient le mouvement des continents relativement au pôle magnétique ont été ignorées par l'ensemble de la communauté géoscientifique. Ce n'est qu'après la démonstration de l'expansion des fonds océaniques que les études paléomagnétiques ont été utilisées de façon tout à fait systématique pour reconstruire les positions des continents dans le passé.

Contrairement aux anomalies magnétiques marines qui ne couvrent que 200 Ma, les données paléomagnétiques qui proviennent des continents couvrent la plus grande partie de l'histoire de la Terre et permettent donc de retracer des événements qui remontent jusqu'à l'Archéen.

7.2 Champ magnétique terrestre

Le champ magnétique terrestre varie en grandeur et direction à la surface de la Terre. Localement, on peut mesurer la direction de la composante

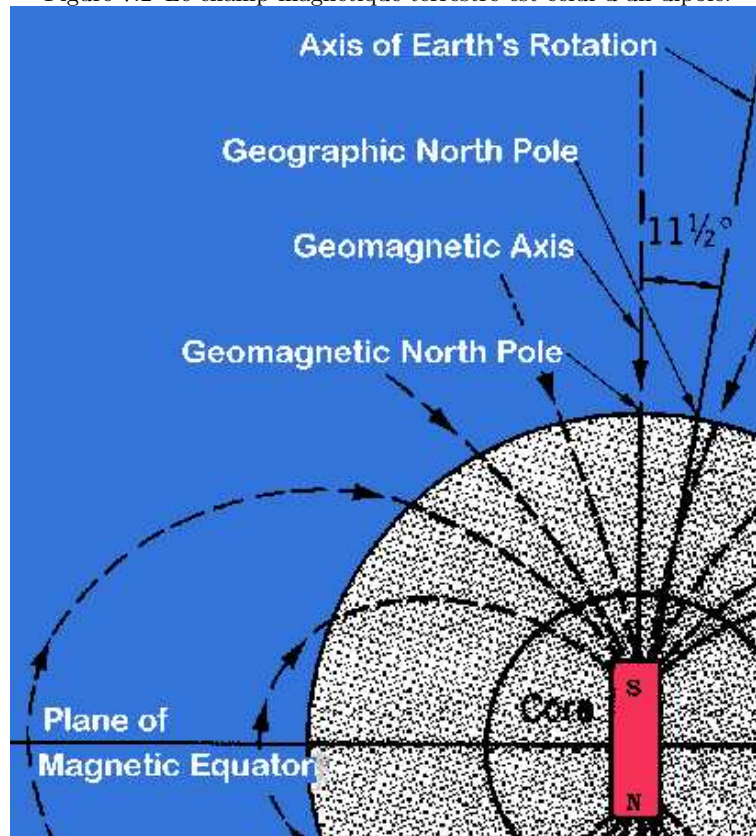
Figure 7.1 Les éléments du champ magnétique.



horizontale du champ magnétique (ou déclinaison) et l'angle du champ magnétique avec l'horizontale (ou inclinaison).

En première approximation, le champ magnétique terrestre est celui d'un dipôle, dont l'axe est maintenant incliné de 11° par rapport à l'axe de rotation.

Figure 7.2 Le champ magnétique terrestre est celui d'un dipôle.



Pour un dipôle, le champ magnétique à la surface de la terre varie du pôle nord au pôle sud en fonction de la colatitude θ :

$$H_r = \frac{2M}{a^3} \cos \theta \quad (7.1)$$

$$H_\theta = \frac{M}{a^3} \sin \theta \quad (7.2)$$

H_r est la composante radiale (verticale) et H_θ est la composante tangentielle (horizontale), M est le moment dipolaire, et a est le rayon terrestre. Pour un dipôle, le champ ne dépend donc pas de la longitude, mais uniquement de la latitude. L'inclinaison et la déclinaison dépendent de la position par rapport au pôle. Le rapport de la composante verticale à la composante horizontale du champ magnétique est déterminé

par la colatitude (distance au pôle) et en mesurant leur rapport (qui est la tangente de l'inclinaison, $\tan I$), il est possible de déterminer la colatitude, θ , ou la latitude, λ , à l'aide des formules:

$$\theta = \cotan^{-1}\left(\frac{\tan I}{2}\right) \quad (7.3)$$

$$\lambda = \tan^{-1}\left(\frac{\tan I}{2}\right) \quad (7.4)$$

L'inclinaison est positive vers le bas: la latitude est donc bien définie positive dans l'hémisphère nord.

En fait, le champ magnétique terrestre n'est pas exactement celui d'un dipôle. Le champ magnétique peut être décomposé en une composante dipolaire et des composantes multipolaires (qui varient sur de plus courtes distances). Il faut aussi distinguer le *pôle géomagnétique*, le point où l'axe du dipôle traverse la surface de la terre, du *pôle magnétique*, le point où le champ magnétique est vertical. Il n'y a qu'un seul pôle géomagnétique; par contre il y a deux pôles nord magnétiques: l'un au Canada, l'autre en Sibérie. Aujourd'hui, le pôle géomagnétique est incliné de 11 ° par rapport au pôle nord géographique.

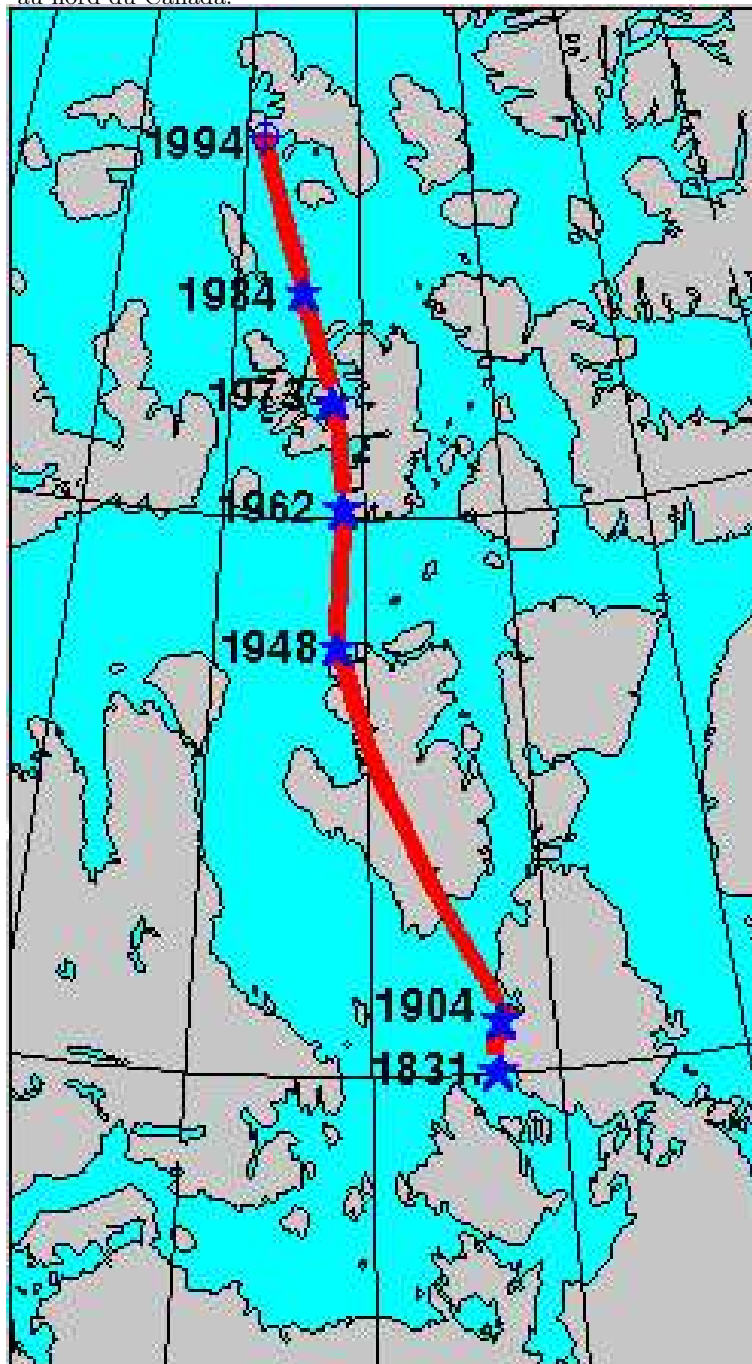
En principe, c'est pour autant que le champ soit dipolaire, l'équation 7.3 permet de calculer la distance au pôle géomagnétique.

Outre les inversions de polarité, le champ magnétique varie à courte échelle de temps (100-1000 ans). Ces variations affectent surtout les composantes non dipolaires qui semblent se déplacer vers l'ouest (*westward drift*). La vitesse apparente de ce drift est 0.2 deg /a. Par ailleurs, certaines mesures sismiques avaient suggéré que la vitesse de rotation du noyau terrestre est différente de celle du manteau [Song & Richards, 1993]. Cette rotation différentielle pourrait être la cause du *westward drift*. Ce résultat a été cependant remis en question par une étude récente des oscillations propres; cette étude a conclu que le taux de rotation différentielle était faible ou nul [Laske & Masters, 1999]. Par ailleurs, l'amplitude du champ dipolaire décroît depuis plusieurs centaines d'années et l'axe du dipôle semble tourner autour du pôle nord géographique. Cette dernière observation suggère qu'en moyenne l'axe du dipôle pourrait coïncider avec l'axe de rotation de la terre.

7.3 Propriétés magnétiques des roches

Les propriétés magnétiques des roches ont été décrites dans le chapitre 3. La magnétisation thermorémanente est acquise lorsque les minéraux se

Figure 7.3 Les variations récentes de la position du pôle magnétique au nord du Canada.



refroidissent et que leur température devient inférieure à la *température de Curie* ($T_C \approx 400 - 700^\circ\text{C}$). La magnétisation ne change plus quand la température est inférieure à la *température de blocage*, ($\approx 50^\circ$ sous T_C).

Ce sont surtout les roches mafiques, riches en minéraux magnétiques, qui fournissent les meilleurs échantillons pour les études paléomagnétiques. En principe, les meilleurs échantillons proviennent de roches qui se sont refroidies rapidement et qui enregistrent donc une direction bien définie du champ magnétique terrestre. Les meilleurs échantillons pour le paléomagnétisme proviennent donc de dykes (parce qu'ils se refroidissent rapidement) de composition mafique, tels des dykes de diabase. Le temps de refroidissement dépend de la taille (quelques semaines pour un dyke épais d'un mètre, quelques millions d'années pour un pluton à quelques kilomètres de profondeur). Plusieurs échantillons provenant de tels plutons permettent d'obtenir une meilleure moyenne (représentant mieux le dipôle moyen dont l'axe coïncide avec l'axe de rotation). Par contre, on y trouve souvent des polarités différentes du champ magnétique terrestre. Ces inversions de polarité sont faciles à détecter et ne posent pas de problème majeur pour l'interprétation.

7.4 Détermination des paléopôles

L'objectif principal d'une étude paléomagnétique est la détermination de l'âge d'un échantillon et du paléopôle dont la position est déterminée en supposant que l'échantillon est resté fixe. Cette manière de procéder est nécessaire car il n'est pas possible de déterminer la longitude et donc une position géographique unique de l'échantillon par rapport à un pôle fixe.

La méthode paléomagnétique est basée sur plusieurs hypothèses.

1. La direction de l'axe du dipôle qui représente le mieux le champ magnétique est restée en moyenne parallèle à l'axe de rotation de la Terre. Ceci n'exclut pas les inversions de la polarité du champ magnétique sans changement de l'axe du dipôle. Pour des échantillons récents ($< 20\text{Ma}$), on a pu vérifier que la moyenne de tous les paléopôles coïncidait avec le pôle géographique. Pour des échantillons plus vieux, l'hypothèse est incompatible avec l'immobilité des continents.
2. Une moyenne temporelle (sur plusieurs ka) du champ magnétique

terrestre ne contient que la composante dipolaire et les composantes multipolaires s'annulent.

3. Les roches magnétisées ont conservé la direction du champ magnétique terrestre au moment où elles ont passé la température de blocage. Il existe d'autres mécanismes de magnétisation que la magnétisation thermorémanente (magnétisation visqueuse, altération chimique, etc.). Ces *magnétisations secondaires* peuvent être éliminées en laboratoire par démagnétisation progressive de l'échantillon. Cela se fait soit en chauffant l'échantillon par paliers jusqu'à la température de Curie, soit en plaçant l'échantillon dans un champ magnétique alternatif dont l'intensité augmente par paliers jusqu'à démagnétisation complète. Pour chaque palier, on mesure la direction de la magnétisation. En principe, la magnétisation primitive sera la plus résiliente et donc la dernière à disparaître.
4. Les échantillons n'ont subi aucune rotation tectonique après avoir acquis leur magnétisation. Si une rotation peut être mesurée sur le terrain, une correction sera faite.
5. Il faut aussi noter que si la température de fermeture des minéraux utilisés pour dater l'échantillon est différent de la température de Curie, la géochronométrie ne permet pas de déterminer l'âge de la magnétisation. Pour les dykes qui se refroidissent rapidement, ces deux âges seront proches, pour autant qu'il n'y ait pas eu d'évènement thermique après la mise en place du dyke.

En pratique, pour déterminer un paléopôle, il faut collecter plusieurs échantillons orientés de la même roche. Plusieurs échantillons fournissent une moyenne temporelle qui élimine les composantes multipolaires. Si une rotation tectonique est évidente sur le terrain, on peut en tenir compte et faire une correction pour chaque échantillon. En laboratoire, le magnétomètre permet de mesurer sur ces échantillons orientés la déclinaison (qui donne la direction d'un arc de grand cercle passant par le pôle) et l'inclinaison (qui donne la distance au pôle le long d'un arc de grand cercle). A partir de ces mesures, il est facile de déterminer la position du paléopôle par rapport à l'échantillon. Ceci peut se faire par le calcul (voir appendice) ou graphiquement à l'aide des projections stéréographiques [Cox & Hart, 1986, p315-316]. Pour chaque échantillon, on détermine un *pôle géomagnétique virtuel*. Le paléopôle est obtenu comme moyenne des pôles virtuels. Les différences mineures entre les pôles virtuels sont dues surtout à des différences dans le temps de passage de la température de blocage et de la direction du dipôle au mo-

ment du passage par la température de blocage. Des différences importantes indiquent souvent que la roche a été déformée après avoir acquis sa magnétisation.

Il faut noter que l'on peut déterminer le paléopôle de façon unique, mais qu'il est impossible de déterminer uniquement la position de l'échantillon par rapport à un pôle fixe. Il est impossible de déterminer la longitude. C'est une des raisons pour laquelle la méthode paléomagnétique n'avait pas pu démontrer de manière convaincante l'ouverture de l'Atlantique.

7.5 Applications du paléomagnétisme

A partir des nombreuses mesures paléomagnétiques, le mouvement du paléopôle en fonction de l'âge a pu être calculé pour les différents continents depuis l'Archéen jusqu'au présent. Les résultats globaux ont été compilés par Gordon (1995) et plus récemment par Torsvik et al. (2008).

Une étude paléomagnétique consiste soit à comparer le paléopôle d'un échantillon daté avec celui du continent, soit à comparer les paléopôles de différents échantillons de même âge. Le paléomagnétisme a permis de démontrer entre autres:

1. Les variations de la distance relative entre sites ou des échantillons de même âge ont été recueillis. Ainsi, le mouvement récent de l'Inde par rapport à l'Asie est facilement démontré. Des échantillons de même âge provenant de l'Inde et de l'Asie ont des paléopôles différents. La distance entre ces paléopôles correspond à la distance minimum parcourue par l'Inde relativement à l'Asie. En supposant l'Asie fixe, l'Inde peut être replacée à sa paléolatitude par rapport au paléopôle de l'Asie. (A cause de l'ambiguïté sur la paléolongitude, il y a plusieurs positions possibles du continent indien).
2. La rotation tectonique de fragments de continents. (Rotation de l'Italie ou de la péninsule ibérique par rapport à l'Europe). Les déclinaisons d'échantillons de même âge provenant de la péninsule ibérique ou des Appenins sont différentes de celles du reste de l'Europe pour un même âge. La figure 7.5 illustre un exemple de rotation.
3. Le paléomagnétisme fournit une contrainte essentielle pour reconstruire les paleocontinents. Par exemple, les reconstructions des continents autour de l'océan Atlantique avant l'ouverture d'Iapetus, ou les reconstructions du supercontinent Rodinia doivent être compatibles avec toutes les données paléomagnétiques.

Figure 7.4 Paléopoles de l'Amérique du Nord pendant l'orogénie Grenvillienne entre 1100 et 800 Ma. Ces paléopoles impliquent un mouvement du continent de plus de 90° ou 10,000 km. Dans ce cas, le paléomagnétisme pourrait servir à dater des échantillons avec une précision de l'ordre de 25 Ma.

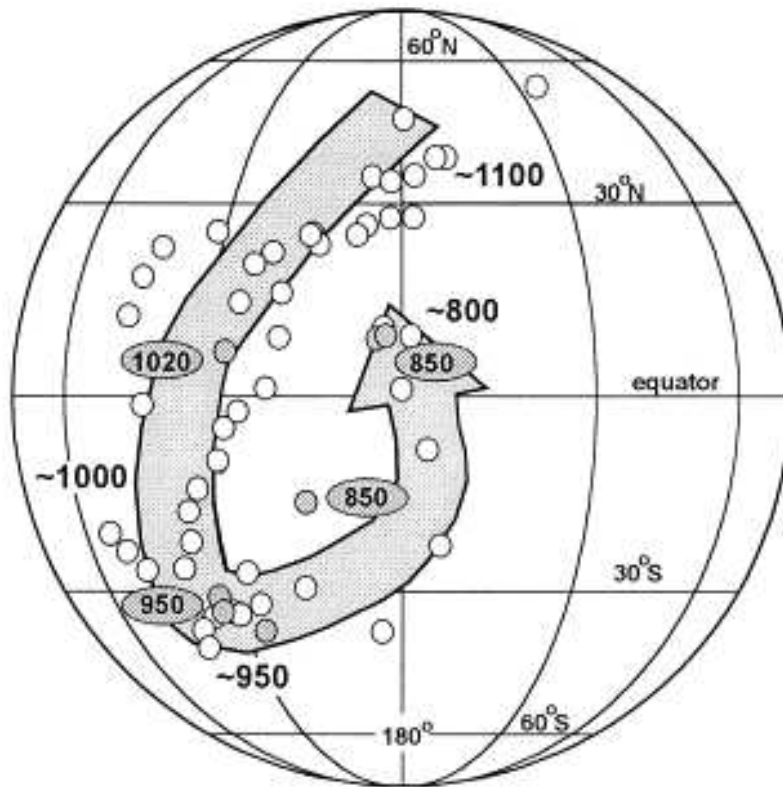


Figure 7.5 Paléopôles d'échantillons contemporains provenant du nord et du sud de la région des Afars. Ces paléopôles ont la même inclinaison mais les différentes déclinaisons impliquent une rotation du bloc des Afars par rapport à l'Afrique.

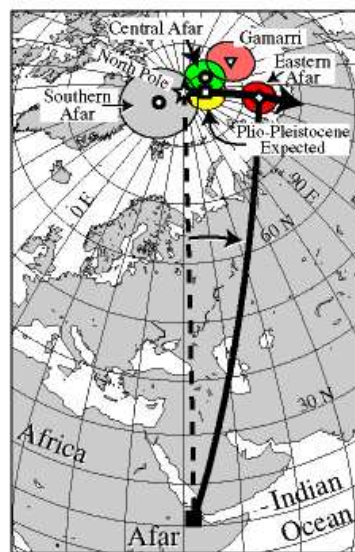
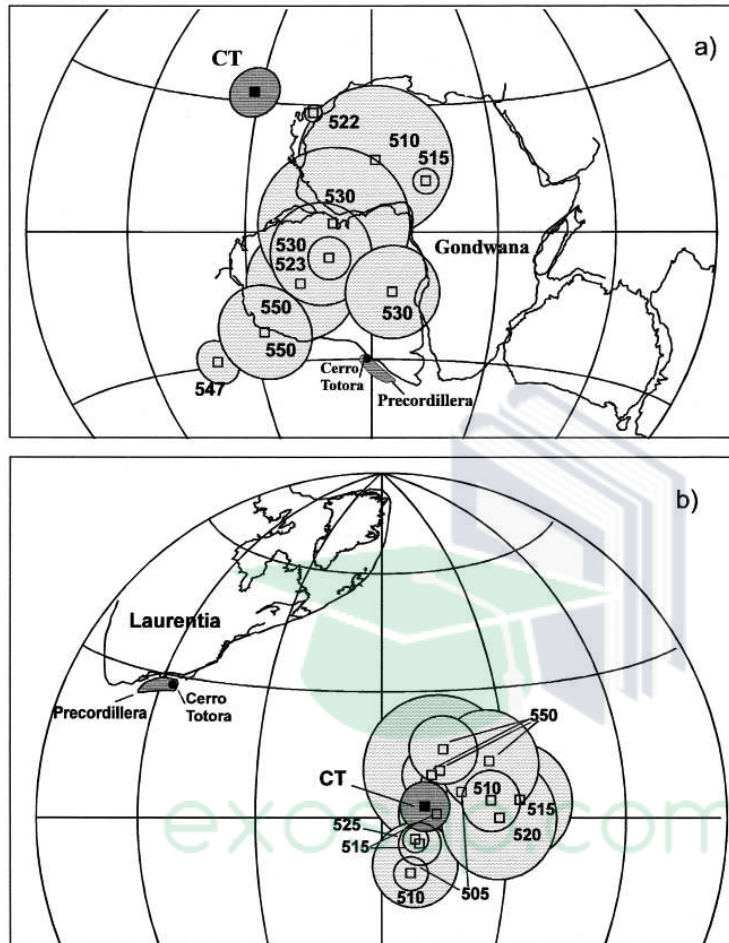


Figure 7.6 Paléopôles d'échantillons de 520 Ma provenant de la Cordillère sud américaine en Argentine. Si l'Amérique du Sud est attachée à l'Afrique, les paléopôles sont incompatibles avec tous les autres poles du même âge. Pour réconcilier tous ces paléopôles, il faudrait que les terrains sud américains aient été proches de Laurentia (continent nord-américain).



4. L'origine allochtone de certains terrains (Terrains suspects dans la Cordillère Canadienne, les Appalaches, ou en Italie).
5. La séparation passée entre des blocs de croûte continentale aujourd'hui soudés (Orogène Trans Hudsonien) et l'existence probable de micro-continentes à l'Archéen et au PaléoProtérozoïque.

6. Une autre application élégante a été la démonstration de déformations intracontinentales. Certains essaims de dykes, qui sont longs de plusieurs milliers de km, traversent des régions qui ont été déformées après leur emplacement. Ainsi, on a pu démontrer que le soulèvement de Kapuskasing à l'ouest de l'Abitibi, est postérieure à l'intrusion des dykes de Matachewan et calculer la déformation tectonique [Halls *et al.*, 1994]. Les cartes d'anomalies magnétiques démontrent assez clairement la déformation. Il est possible de "reconstruire" la géométrie des différentes ceintures géologiques avant déformation en redressant les dykes. Dans ce cas, la reconstruction doit satisfaire les données paléomagnétiques (les paléopoles des différents dykes ainsi reconstruits doivent coïncider).
7. En général, la méthode paléomagnétique consiste à déterminer le paléopole d'un échantillon dont on a mesuré l'âge indépendamment. Elle peut aussi être utile pour dater des échantillons dont on a déterminé le paléopole et en supposant que celui-ci coïncide avec le paléopole régional. La précision d'une telle méthode est médiocre et la méthode n'est possible que pour les périodes pendant lesquelles le continent subissait des déplacements NS rapides. Toutefois, cette méthode permet de dater à peu de frais des roches (surtout récentes) ou de fournir un âge approximatif quand les méthodes usuelles de chronométrie sont inadéquates.

Bien que d'autres données (paléontologiques, paléoclimatiques, etc.) fournissent des indications sur la paléoposition des continents, le paléomagnétisme fournit la seule donnée qui permette de déterminer avec précision la latitude passée d'un continent. Il est maintenant possible de reconstruire l'évolution des différents blocs continentaux depuis au moins la fin de l'Archéen.

7.6 Appendice: Détermination du paléopole

Les mesures paléomagnétiques donnent l'inclinaison I et la déclinaison D de la magnétisation d'un échantillon. La colatitude θ est déterminée par l'inclinaison I

$$\tan I = 2 \cotan \theta \quad (7.5)$$

Si λ_s et ϕ_s sont les coordonnées du site les coordonnées du pôle λ_p et ϕ_p sont:

$$\sin \lambda_p = \sin \lambda_s \cos \theta + \cos \lambda_s \sin \theta \cos D$$

$$\phi_p = \phi_s + \beta \text{ si } \cos \theta \geq \sin \lambda_s \sin \lambda_p$$

$$\phi_p = \phi_s + 180 - \beta \text{ si } \cos \theta < \sin \lambda_s \sin \lambda_p$$

$$\sin \beta = \sin \theta \sin D / \cos \lambda_p$$

Applications de la géodésie spatiale à la tectonique des plaques

Le développement de la tectonique des plaques a été possible parce que les anomalies magnétiques marines ont permis de mesurer la formation de plancher océanique à l'échelle de temps géologique. Le développement de la géodésie spatiale au cours des 20 dernières années a permis de mesurer les déformations tectoniques en "temps réel". De plus, les techniques de géodésie spatiales ont permis de quantifier toutes les déformations tectoniques. Il est maintenant possible de mesurer directement des taux de convergence et les déformations à l'intérieur des plaques. Cette révolution technologique a donc eu de très importantes implications conceptuelles.

Grâce aux satellites, il est maintenant possible d'obtenir rapidement et sur l'ensemble du globe des données géophysiques et géodésiques avec une résolution et une précision jamais atteintes auparavant. Les données sismiques avaient permis de démontrer la direction des mouvements et contraintes aux frontières de plaque. Les méthodes de géodésie spatiale permettent de quantifier ces mouvements. Il est possible maintenant de mesurer en temps réel les déformations tectoniques et la vitesse relative des plaques. Ces techniques se sont développées suite au déploiement de satellites de positionnement et d'observation, grâce à la technologie spatiale qui permet de recueillir rapidement des données précises et surtout grâce aux ordinateurs qui ont permis de les traiter. Le livre de Cazenave and Feigl (1994) contient une bonne revue des techniques nouvelles de géodésie spatiale.

Les déterminations de distances demandent des mesures précises du temps de trajet d'ondes électromagnétiques (visible, IR, radar, etc). Il est souvent suffisant de mesurer des différences de temps de parcours. Pour avoir une précision de l'ordre de 3cm, il faut mesurer des différences de temps avec une précision $< 10^{-10}$ s. Ceci ne peut se faire par des méthodes conventionnelles mais est possible avec les techniques

d'interférométrie. Pour mesurer les vitesses et accélérations de satellites, on utilise l'effet Doppler qui permet de mesurer de façon quasi continue la vitesse dans la ligne de visée.

Pour donner une idée des progrès réalisés au cours des 20 dernières années, la précision des mesures a été améliorée d'un facteur de 100. Ainsi, la position des satellites est maintenant déterminée avec une précision de 1cm. Leur vitesse est connue avec une précision de l'ordre de 0.1 mm/s. Le géoïde est mesuré avec une précision de 1cm et une résolution spatiale d'une dizaine de km. Il faut noter que pour toutes ces mesures, les corrections sont souvent supérieures de deux ou trois ordres à la précision des mesures. Ainsi, il est nécessaire de tenir compte du parcours des ondes dans l'atmosphère et des variations de cette atmosphère. Ces corrections pour le positionnement sont de l'ordre de 1m. De même, pour mesurer l'accélération de la gravité il faut tenir compte du freinage atmosphérique et du freinage par le rayonnement solaire. La précision des mesures corrigées permet donc de déterminer des variations centimétriques de la distance entre stations au sol, ou des variations centimétriques du géoïde causées par les courants marins ou des phénomènes tel *El Nino*.

Deux satellites mis sur la sur la même orbite permettent de mesurer de façon continue les variations dans le temps du champ de gravité. Il s'agit de la mission GRACE Gravity Recovery and Climate Experiment) qui a débuté en Mars 2002. Ces satellites permettent de mesurer les variations du champ de gravité terrestre avec une précision de $\approx 1\mu\text{Gal}$ alors que les gravimètres conventionnels au sol ont rarement une précision $< 10\mu\text{Gal}$. Il deviendra possible de mesurer les changements de la gravité produits par un tremblement de Terre, par la fonte de glaciers, les déplacements de la nappe phréatique, ou par des changements dans les courants océaniques superficiels ou profonds.

8.1 Télémétrie satellite. SLR (Satellite Laser Ranging)

A l'aide d'ondes laser réfléchies par les satellites, les stations de poursuite au sol doivent déterminer la position exacte de satellites. Au cours du temps, il a été possible de montrer les changements de distance entre stations au sol dus au mouvement des plaques.

La vitesse est mesurée instantanément par effet Doppler (changement de fréquence de l'onde réfléchi). Cela permet de déterminer aussi

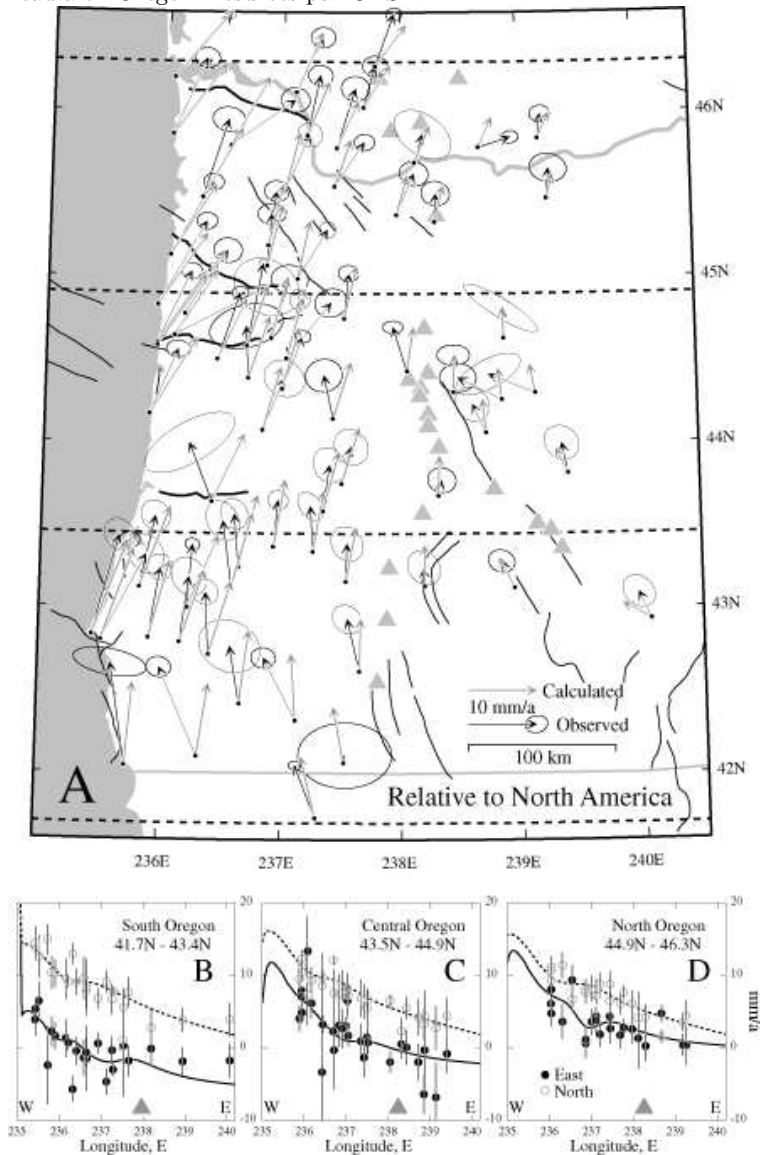
l'accélération et donc de déterminer le champ de gravité global. Les mesures absolues de gravité au sol étaient peu nombreuses (les gravimètres ne permettant de mesurer que les variations de g). Les mesures à partir de satellites ont permis de déterminer les valeurs absolues de g avec une résolution d'une centaine de km.

8.2 GPS-Global Positioning System

Les techniques GPS utilisent les signaux émis par un ensemble d'une trentaine de satellites de navigation. Les horloges des différents satellites et celle du récepteur GPS ne sont pas synchronisées avec suffisamment de précision. Il faut donc au moins quatre satellites pour pouvoir calculer les différences entre leurs horloges ainsi que la distance au récepteur. Chaque satellite émet deux signaux avec des longueurs d'onde différentes dans les bandes centimétriques ($\approx 25\text{cm}$). Le signal est également codé suivant une séquence qui donne l'heure de l'horloge interne du satellite. La différence de phase entre les deux signaux est proportionnelle à la distance parcourue. Le codage du signal peut être modifié pour que les mesures précises ne soient pas possibles pour les utilisateurs non autorisés. Pour améliorer la précision localement on peut utiliser un système différentiel avec deux GPS.

Des mesures GPS répétées et de grande précision permettent de démontrer les taux de déformations dans les chaînes de montagnes actives (Alpes et Himalayas). Elles ont aussi mis en évidence des taux importants de déformation à l'intérieur de l'Asie Argus and Gordon (1996). Les mesures GPS en Oregon, à proximité de la zone de subduction de Cascadia, ont démontré la rotation de l'Oregon par rapport à l'Amérique du Nord [McAffrey et al., 2000]. Pour l'Oregon, les variations du taux de déformation sont en partie dues au verrou de la zone de subduction et en partie à l'effet de l'extension dans la Province du Basin and Range.

Figure 8.1 Les déformations le long de la zone de subduction de Cascadia en Oregon mesurées par GPS.

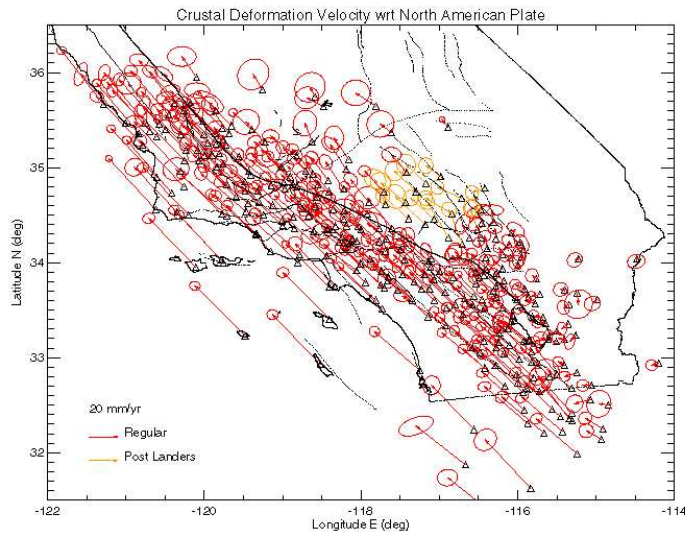


8.3 Interférométrie à large base: VLBI (Very Long Baseline Interferometry)

Pour mesurer les positions relatives d'un certain nombre de stations fixes, on utilise les signaux émis par les quasars.¹ Ces signaux très car-

¹ La technique a été développée par les astrophysiciens dans le but d'étudier les objets quasi-stellaires. Par la suite, les géodésistes ont pu profiter des observatoires et des mesures astrophysiques.

Figure 8.2 Les déformations de la Californie mesurées par VLBI et GPS.



actéristiques sont enregistrés en des sites différents. En corrélant ces signaux, on peut déterminer la différence de temps de parcours avec une précision de l'ordre de la ps (10^{-12} s) et donc la projection de la distance entre les stations sur la direction du quasar avec une précision de l'ordre du mm. En répétant les mesures avec plusieurs quasars, on détermine les positions relatives de toutes les stations fixes. La précision des mesures répétées sur plusieurs années est suffisamment grande pour que l'on puisse maintenant déterminer les mouvements des plaques tectoniques. Les mouvements des plaques calculés par VLBI coïncident bien avec les mouvements calculés par les méthodes conventionnelles (anomalies magnétiques marines, etc) Gordon and Stein (1992).

Un des résultats les plus intéressants a été la démonstration que la zone de déformation entre plaques est souvent diffuse. Ainsi les déformations entre la plaque américaine et pacifique en Californie impliquent non seulement la faille de San Andréas mais toute la Sierra Nevada.

8.4 Altimétrie satellite

L'altimétrie satellite a été utilisée pour mesurer précisément la surface du géoïde en mesurant le temps d'aller retour d'un signal radar émis par le satellite et réfléchi par la surface de la mer. Ces mesures ont permis de déterminer le champ de gravité sur tous les océans² et souvent d'en déduire la bathymétrie (Smith and Sandwell, 1994).

S'il y avait parfaite compensation isostatique, les anomalies d'air libre seraient nulles et on ne verrait pas la bathymétrie sur les cartes gravimétriques. C'est parce que les courtes longueurs d'onde de la bathymétrie (<200 km) ne sont pas compensées que le géoïde reflète la bathymétrie. En fait, les anomalies de géoïde ne servent qu'à interpoler entre les mesures de bathymétrie faites par les batiments océanographiques.

La carte des fonds marins qui en résulte a une résolution qu'il serait impossible d'obtenir avec des mesures traditionnelles. Par exemple, on voit très clairement les zones de subduction sur la carte des fonds marins de la zone de Tonga Kermadec. En fait, cette carte est presque suffisante en elle même pour tracer toute l'activité tectonique des plaques océaniques.

Des mesures répétées ont permis de suivre les variations temporelles du géoïde qui peuvent être dues aux courants marins ou à des phénomènes environnementaux (variations de température, vents). Ainsi, les satellites tel TOPEX/POSEIDON ont maintenant pour mission de suivre le développement des phénomènes du type *El Nino*.

8.5 Interférométrie radar. (SAR-Synthetic Aperture Radar)

On peut construire des interférogrammes entre signaux radar enregistrés par les satellites à des temps différents. Après une correction géométrique pour replacer les satellites au même point, les interférences sont dues au déplacement de la surface du sol entre deux passages du satellite. On a pu ainsi mesurer avec grande précision les mouvements du sol après des tremblements de terre, le mouvement de glaciers, ou les déformations de volcans. Ceci permet une mesure quasi instantannée de déplacements verticaux qui sont quasi impossibles à détecter même avec des relevés géodésiques précis. La figure 3 montre un exemple récent en Californie

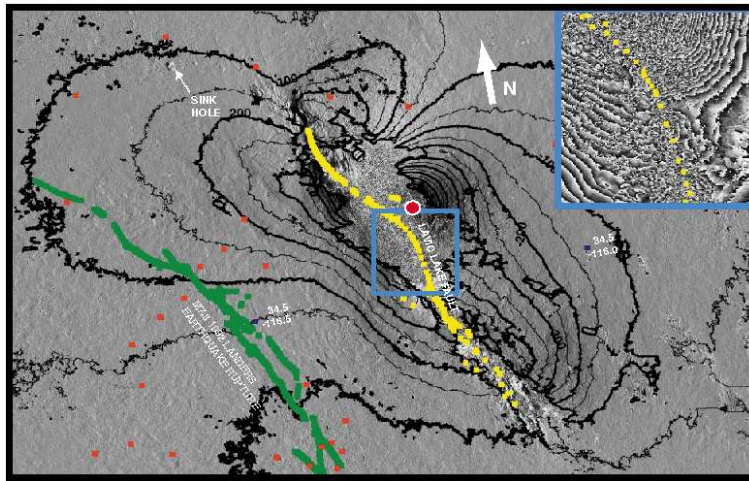
² A ne pas confondre avec les mesures de g par poursuite de l'orbite des satellites qui ont une plus faible résolution

(Sandwell et al., 2000). La précision des mesures permet non seulement de mesurer la déformation co-séismique, mais aussi les réajustements post-séismiques [Pollitz et al., 2001].

Ces techniques d'interférométrie ont une application immédiate pour l'évaluation des risques géologiques. Par exemple, l'interférométrie permet de détecter les variations de la surface du sol causées par les remontées de magma dans les chambres magmatiques [Lu et al., 2000] et éventuellement de prévoir les éruptions volcaniques. Jusqu'à présent, cette méthode n'a pas été utile pour détecter les mouvements préséismiques de la surface du sol et prévoir les tremblements de Terre.

Des interférences entre images radar prises avec des angles différents peuvent être utilisées pour calculer de façon précise la topographie. On a ainsi établi un modèle digital de la topographie à l'échelle globale.

Figure 8.3 Les franges d'interférences causées par la déformation après le séisme de la mine Hector en Californie ($M=7.1$). Les valeurs annotées sur les lignes de contour correspondent au déplacement en mm.



8.6 Application en planétologie

Des techniques similaires ont permis d'imager la surface des planètes et de mesurer le champ de gravité en suivant la trajectoire des satellites. Pour Vénus dont la surface est cachée par une épaisse atmosphère, les premières mesures radar faites à partir d'observatoires terrestres manquaient de résolution. Des satellites d'observation ont permis des mesures très précises dans l'infrarouge. La surface de MARS a été mesurée avec une précision et une résolution remarquables lors de la mission MOLA (Mars Orbiter Laser Altimetry) conduite par NASA [Smith *et al.*, 1999]. L'étude de l'orbite des satellites a permis de déterminer les champs de gravité de la Lune, ainsi que de Mars et Vénus. Aujourd'hui, la résolution est bonne pour la Lune et Mars, mais plus faible pour Vénus.

8.7 Applications environnementales

Outre la prédiction des risques naturels, les mesures satellites servent à détecter les changements environnementaux naturels ou anthropiques. Les mesures d'interférométrie permettent de déterminer les mouvements des glaciers. Les mesures d'interférométrie ont permis de démontrer la subsidence due à l'extraction du pétrole dans les puits du Texas ou de Californie. Les mesures d'altimétrie satellite permettent de déterminer les variations des courants marins et les phénomènes transitoires de type El-Nino.³ Les possibilités offertes par le système GRACE sont encore plus étonnantes, on pourra détecter l'effet sur le champ de gravité global de variations de la masse de glace au Greenland ou en Antartique et leur redistribution dans l'eau des océans.

8.8 Méthodes

8.8.1 Effet Doppler

L'effet Doppler est un changement de la fréquence d'une onde émise par une source en mouvement par rapport à un observateur. La fréquence $\omega = 2\pi/T$ où T est la période du signal, i.e. pour un signal sinusoïdal, la temps entre 2 pics successifs. Si la source se déplace avec une vitesse v vers l'observateur, le temps entre deux pics successifs sera réduit de vT/c (c est la vitesse de l'onde). La période pour l'observateur sera donc $T \times (1 - v/c)$ et la fréquence deviendra $\omega/(1 - v/c)$, c'est-à-dire sera plus élevée si $v > 0$ et plus faible si $v < 0$, c'est-à-dire la source s'éloigne. Le changement vers l'aigu du klaxon d'un véhicule qui s'approche est un exemple. C'est ce même principe qui est utilisé par les radars qui mesurent la vitesse des voitures. Le déplacement vers le rouge (basses fréquences) des signaux de galaxies lointaines montrent qu'elles s'éloignent et que l'univers est en expansion.

8.8.2 Interférométrie

La superposition de deux ondes produit des phénomènes d'interférences, partout où les deux ondes sont en phase, leur superposition produit un signal renforcé, quand elles sont en opposition de phase, c'est-à-dire décalées dans le temps d'une demi période elles s'annulent. L'interférométrie peut

³ A ce sujet, il y a d'autres informations utiles, notamment la température de surface de la mer, qui sont aussi mesurées par les satellites.

être utilisée, soit pour mesurer la différence de distance à la source entre deux instruments qui mesurent le même signal (c'est le principe de l'interférométrie à très longue base), soit pour mesurer la différence de la distance aller-retour de deux signaux émis par la même et réfléchis (c'est le principe de l'interférométrie satellite). En principe, la précision de la mesure de la distance est une fraction de la longueur d'onde. Ainsi pour les signaux radar, les fréquences (ν) sont comprises entre 200 MHz et 20000 MHz ce qui implique des longueurs d'ondes (λ) de 1.5m à 1.5cm ($\lambda = \nu/c$, avec $c = 3 \times 10^8 \text{ m s}^{-1}$). Les radiotélescopes utilisent à peu près les mêmes gammes de longueur d'onde.

Plus d'information au site du Jet Propulsion Laboratory

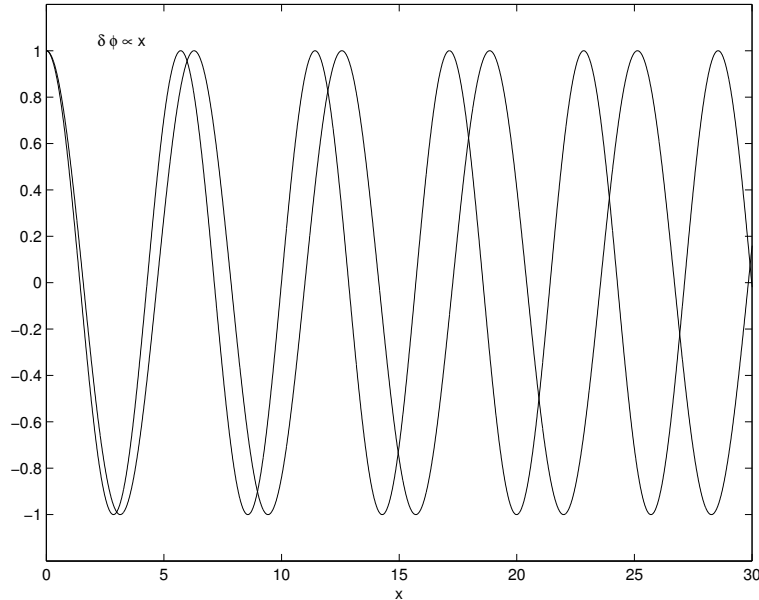
<http://southport.jpl.nasa.gov/index.html>

<http://southport.jpl.nasa.gov/scienceapps/dixon/report2.html>

8.8.3 Mesure de la distance par GPS

Pour mesurer la distance à un satellite, le récepteur GPS mesure le déphasage de deux signaux de fréquences différentes.

Figure 8.4 La différence de phase entre deux ondes de fréquences différentes permet de mesurer la distance à la source.



8.8.4 Satellite Laser Ranging

Laser ranging is the most accurate technique available for observing the orbits of artificial satellites. Although it can only be used with satellites carrying retro-reflectors, these devices are entirely passive, long-lasting, light and small, and so are relatively easy to fit to satellites whose precise positions need to be known. Sometimes the results may be needed for one specific purpose, but most satellite ranging observations can be used in many different, but inter-related, investigations.

The technique uses time-of-flight measurements with short pulses of light to determine the range to a satellite as it moves in orbit around the Earth. The light pulses come from a pulsed laser and are beamed at the satellite. The retro-reflectors work like ‘cat’s eyes’ and reflect the light they receive back to the receiving telescope. From the pulse of 10^{17} photons emitted towards the satellite only about one is recorded by the receiver in every 5 to 10 shots.

The principle for determining distance is the same as that of radar except that light, rather than radio waves, is used. Because a narrow pass-band filter is used to cut out the light from the sky, the equip-

ment at Royal Greenwich Observatory can work both by day and night, provided that the skies are clear. Its single-shot precision of about 2 cm is typical of the ten or so “third generation” systems that are now participating in a worldwide campaign of coordinated observations. A single satellite pass, lasting up to 40 minutes, may yield more than 1000 returns. Each return corresponds to the detection of only one photon. Ranging accuracy is ultimately limited by the correction for the slower speed of light through the atmosphere. The correction amounts to about 2m at the zenith (directly overhead) and is computed from meteorological data; the estimated uncertainty of the model is about 1 cm. Checking and setting up of the system is done by ranging to local targets, and the observations are dated to within 1 millionth of a second so that they may be properly combined in analyzes with others obtained elsewhere.

8.8.5 La mission des satellites GRACE

The Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) mission has been competitively selected by NASA for development under a new Office of Mission to Planet Earth program called Earth System Science Pathfinders (ESSP). The two satellites fly at an altitude of between 300 and 450 kilometers in nearly the same orbital plane, that is, one “chasing” the other, with a separation of about 200 kilometers. As the satellites fly over a feature on the Earth, such as an ice sheet or a mountain range, their separation changes because each satellite is affected differently by the gravitational attraction of the feature.

The satellites use a microwave link to measure both the exact separation distance and its rate of change to an accuracy of better than 1 micrometer per second, allowing a precise “snapshot” of the gravity field to be measured about every two weeks. This precise accuracy allows scientists to use the GRACE mission to “weigh” various parts of the Earth system, learning about the distribution and changes in ocean mass, the growth or shrinking of the polar ice sheets, the amount of water in underground aquifers and other issues profoundly affecting climate change. The GRACE data are also an excellent complement to ocean height measurements provided by the radar altimeter on the TOPEX/POSEIDON satellite.

GRACE will provide a framework for studying the gravitational signatures of gigantic, continent-sized underground water reservoirs, or aquifers. It also will provide a never-before-available perspective on global ocean circulation and the time variability of Earth’s overall external

shape, or geoid. This fundamental data set could enable great improvements in existing ocean radar altimetry data sets, and retrospective improvements of seasonal to inter-annual climate change estimates.

Plus d'information sur le site de NASA

http://science.nasa.gov/headlines/y2001/ast30oct_1.htm

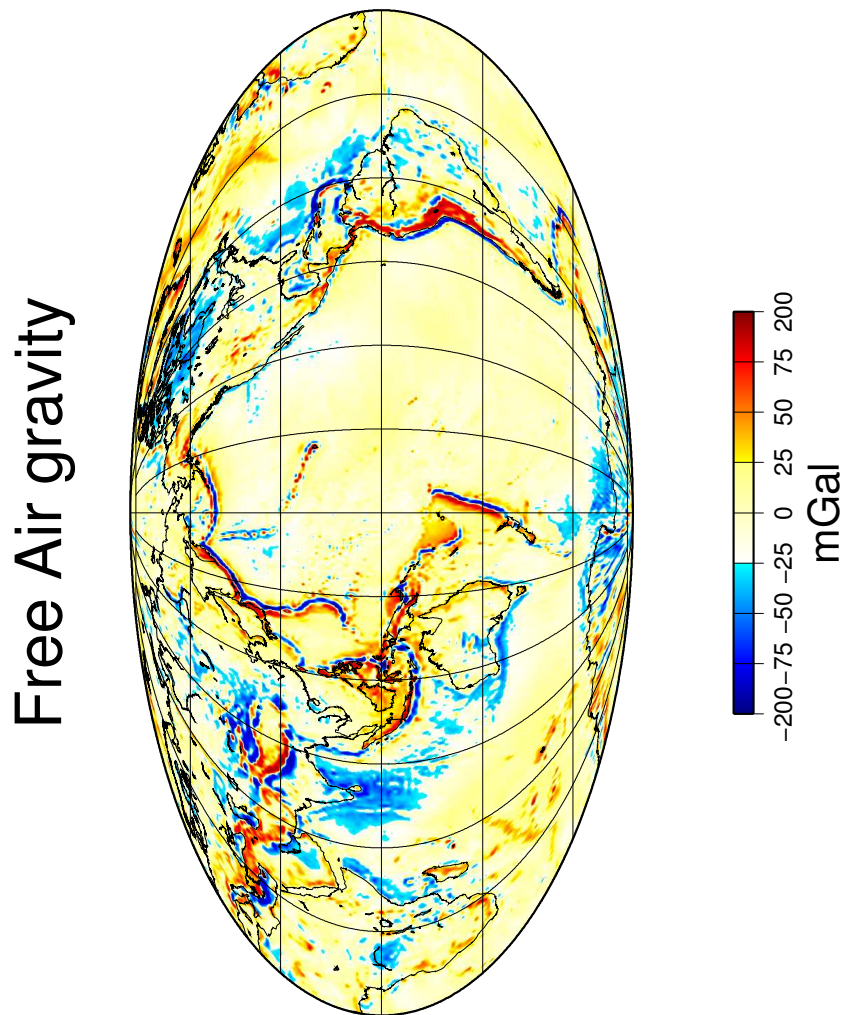


Figure 8.5 Free air gravity map based on model GGM02 including data from the GRACE satellite mission (Tapley et al., 2005). Note that the major gravity anomalies are in narrow belts.

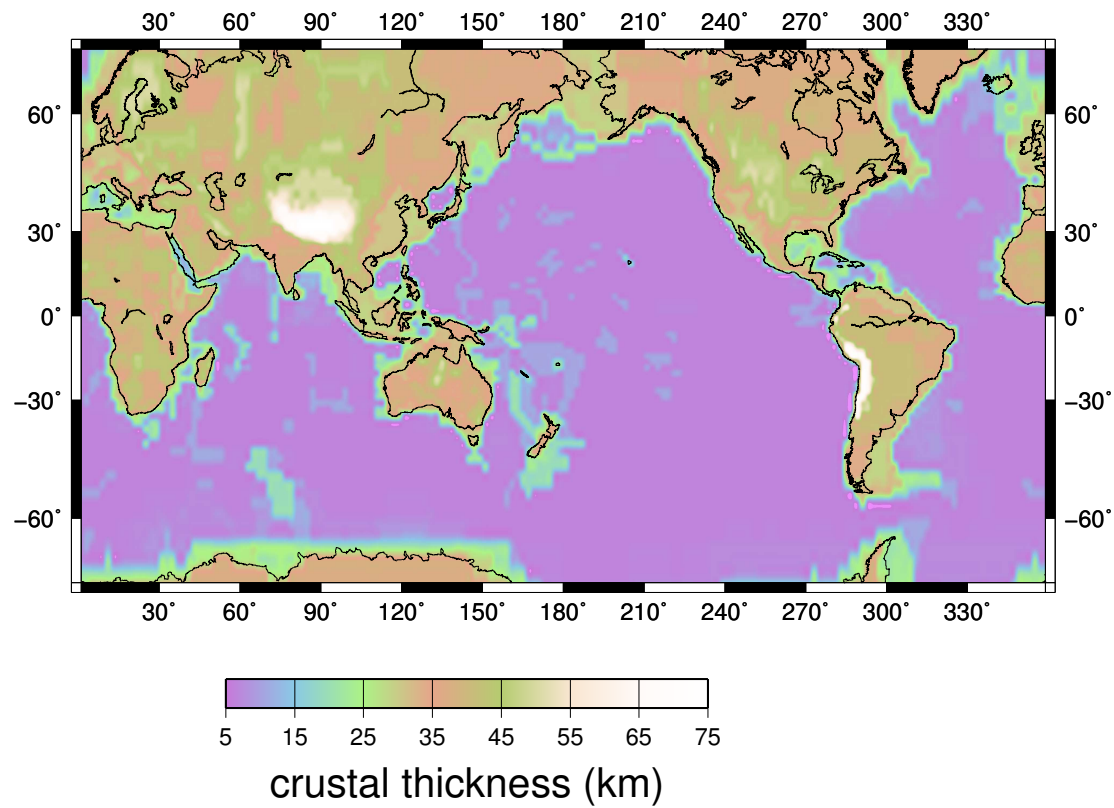


Figure 8.6 Crustal thickness variations from the global compilation of seismic crustal thickness data, CRUST2.0 by Mooney et al. (1998).

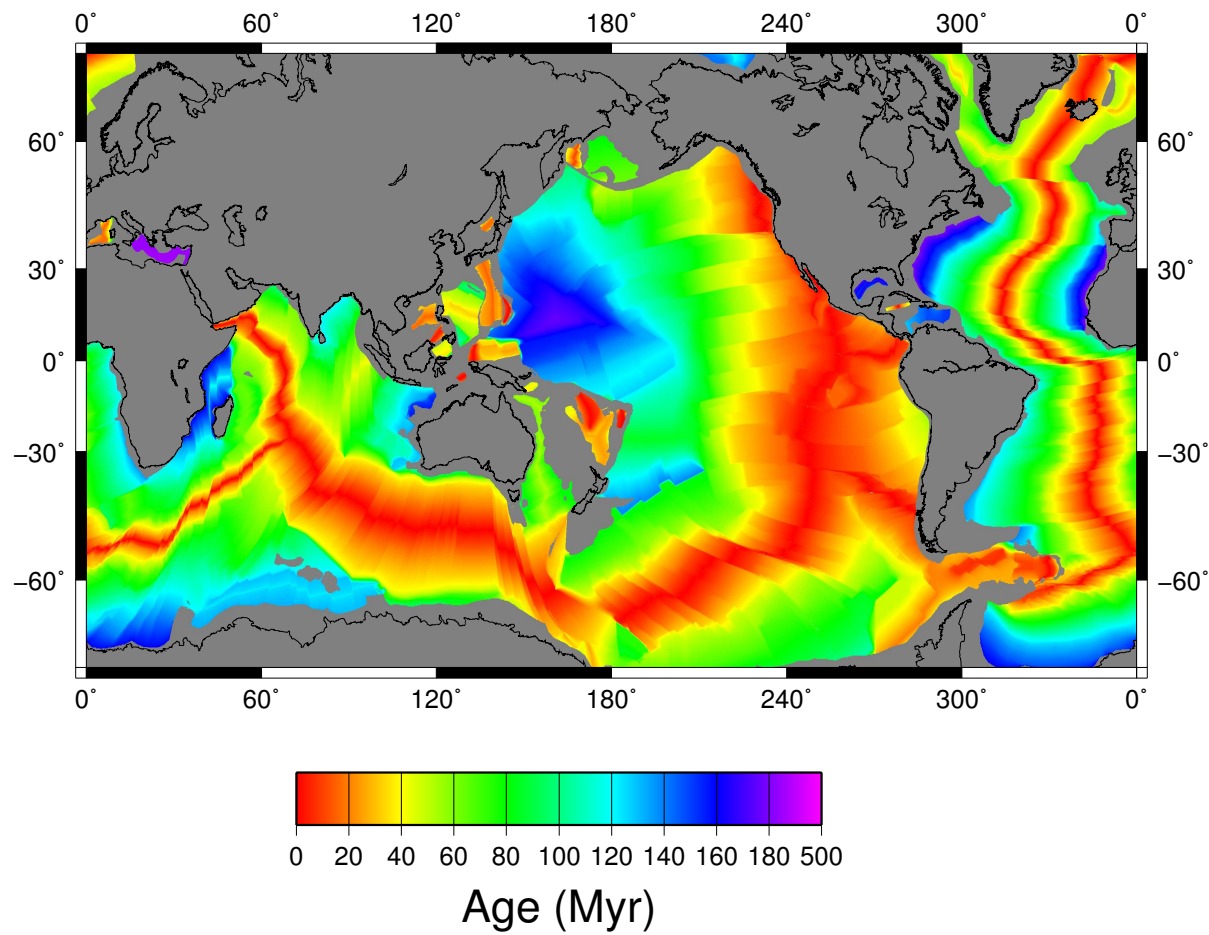


Figure 8.7 Map of the ages of the sea floor from Müller et al. (2008)

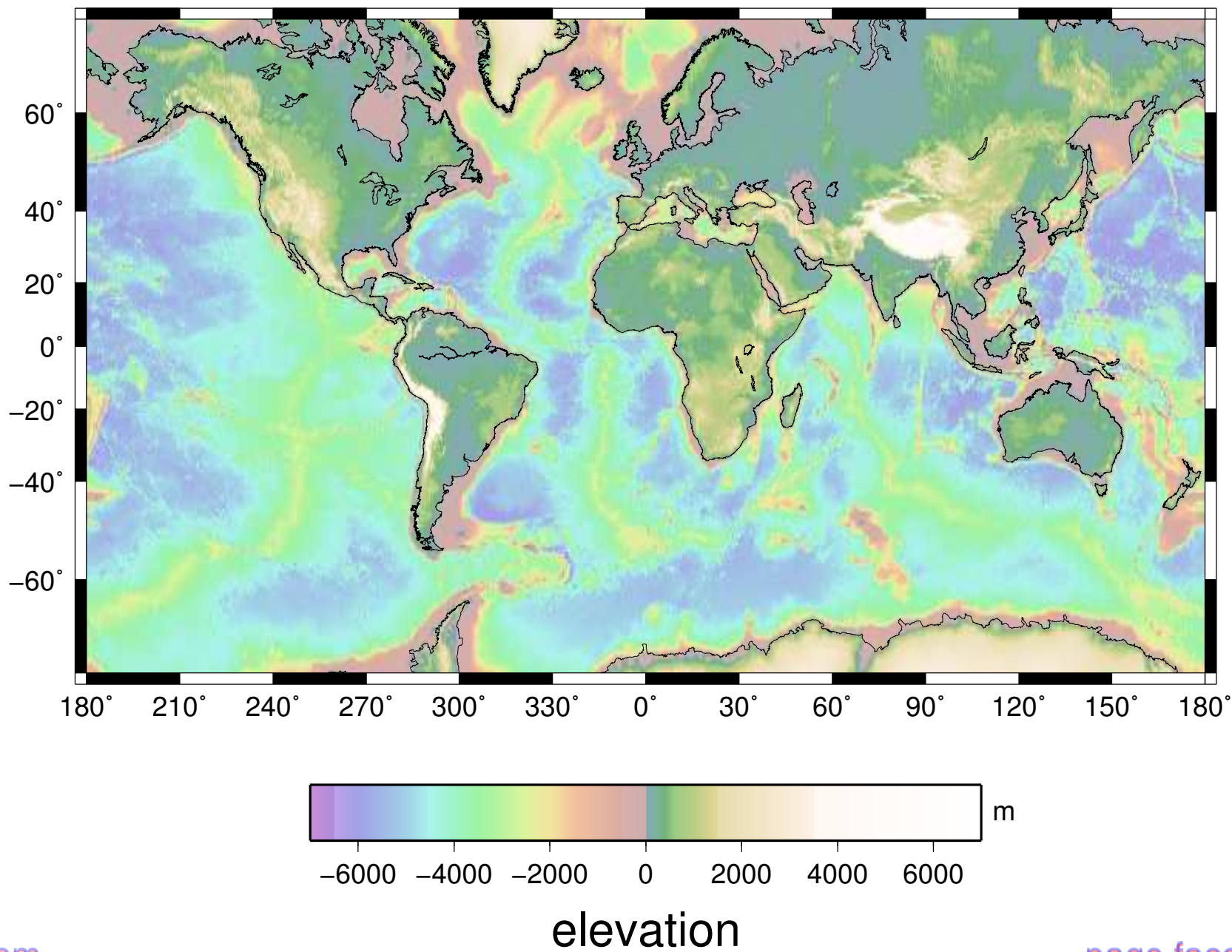


Figure 8.8 Global elevation map-Bathymetry of the sea floor. Note the correlation of continental elevation with crustal thickness and sea floor bathymetry with age.

Evolution de la lithosphère océanique. Mécanismes de la tectonique des plaques.

9.1 Modèles d'évolution thermique de la lithosphère océanique

Il est maintenant établi que le flux de chaleur moyen dans les océans (100 mW m^{-2}) est nettement plus élevé que celui des continents (56 mW m^{-2}). De plus, le flux de chaleur (Appendice A) et la bathymétrie varient de manière systématique dans les océans. La profondeur du plancher océanique augmente et le flux de chaleur diminue avec la distance à la dorsale, c.a.d. avec l'âge du plancher océanique. *Turcotte & Oxburgh* [1967] avaient déjà montré comment la convection dans le manteau pouvaient expliquer les variations de flux de chaleur et la bathymétrie des fonds océaniques. Par la suite, différents modèles de refroidissement d'une plaque par conduction thermique (en Appendice) ont été proposés et expliquent bien les variations de bathymétrie et de flux de chaleur avec l'âge du plancher océanique [*Sclater et Francheteau*, 1970; *Parsons & Sclater*, 1977].

9.1.1 Variations du flux de chaleur avec l'âge

Le modèle fait appel au refroidissement de la lithosphère dont la température initiale est supposée égale à la température de fusion des basaltes $T_m \approx 1300^\circ\text{C}$ et qui se refroidit par la surface au contact de l'eau des océans à température $\approx 0^\circ\text{C}$. Le flux de chaleur se calcule en résolvant l'équation de la chaleur dont la solution fait apparaître des termes en \sqrt{t} . On obtient ainsi les variations du flux de chaleur q en fonction de l'âge t du plancher océanique.

$$q(t) = \frac{kT_m}{\sqrt{\pi\kappa t}} \quad (9.1)$$

où k est la conductivité thermique ($\approx 3 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$), et κ est la diffusivité thermique ($\kappa \approx 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$). Pour $t = 50 \text{ Ma}$, $q \approx 55 \text{ mW m}^{-2}$.

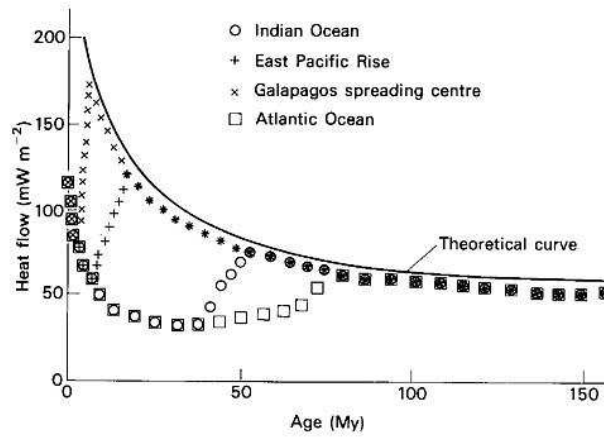
En fait les observations du flux de chaleur sont très bruitées et donc difficiles à comparer au modèle. Il est clair que le flux ne peut pas être ∞ à la dorsale. A proximité des dorsales, le flux varie beaucoup sur de très petites distances. Ces variations sont dues à la circulation hydrothermale [Stein & Stein, 1994; Lowell et al., 1995]. En général, le flux moyen observé est inférieur à ce que prédit le modèle parce qu'on ne mesure que le flux conductif et que la plus grande partie de la chaleur est transportée par la circulation hydrothermale. Le flux observé tend vers le modèle à une certaine distance de la dorsale (pour un certain âge du plancher océanique). Cet âge varie d'un bassin océanique à un autre sans qu'on sache précisément pourquoi. L'hypothèse la plus plausible est que le régime de contraintes contrôle l'ouverture des fractures à travers lesquelles se fait la circulation hydrothermale. Près des dorsales, le régime est extensionnel et les fractures restent ouvertes. A distance des dorsales, le régime devient compressif et referme les fractures.

Les données de flux de chaleur s'écartent également du modèle à très grande distance de la dorsale, i.e pour un âge de $> 80 \text{ Ma}$. Le flux tend vers une valeur à peu près constante (48 mW.m^{-2}). L'explication la plus plausible de cette observation est que la lithosphère océanique ne peut s'épaissir indéfiniment. En effet la lithosphère qui se refroidit devient plus dense que le manteau. Cette instabilité va induire de la convection à petite échelle sous la lithosphère océanique et maintenir l'épaisseur de la lithosphère et le flux à la base à peu près constants. Il faut noter que si la base de la lithosphère est définie comme isotherme ($\approx 1300^\circ\text{C}$), il existe une relation entre le flux et l'épaisseur de la lithosphère. Il est malheureusement très difficile de mettre en évidence cette convection à petite échelle. (Sclater et al., 1980; McKenzie et al., 1980).

9.1.2 Variation de la bathymétrie des océans avec l'âge

Le modèle de refroidissement de la lithosphère océanique permet aussi de prédire la bathymétrie. En effet, la densité moyenne de la lithosphère augmente à mesure qu'elle se refroidit (contraction thermique). L'équilibre isostatique implique que la surface de la plaque doit donc s'enfoncer. En fait, on peut montrer que la subsidence thermique des fonds océaniques est proportionnelle à la quantité de chaleur perdue depuis la formation du plancher océanique. Cette quantité peut se calculer facilement en intégrant le flux. On obtient que la bathymétrie $h(t)$ augmente propor-

Figure 9.1 Variations du flux conductif de chaleur en fonction de l'âge du plancher océanique. Les données représentent le flux moyen pour chaque océan. Le courbe théorique est calculée pour un modèle de plaque.



tionnellement à la racine carrée de l'âge:

$$h(t) = h_o + \frac{\alpha T_m}{2} \sqrt{\frac{\kappa t}{\pi}} \quad (9.2)$$

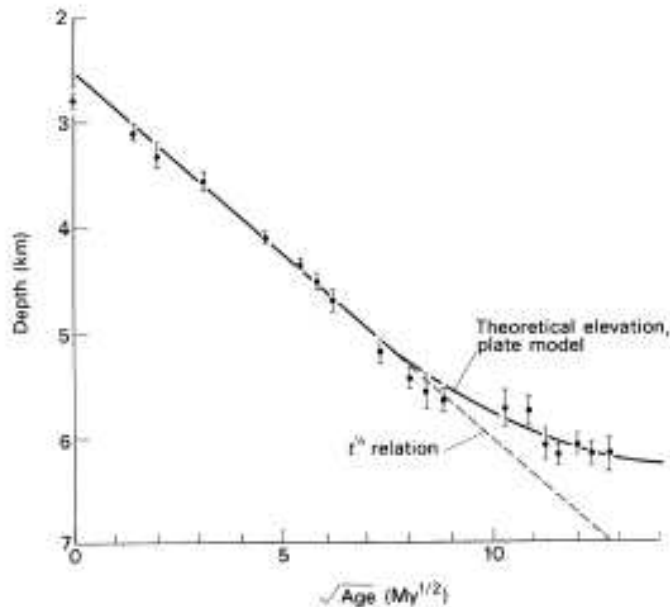
où α est le coefficient d'expansion thermique (voir Appendice C). Le coefficient d'expansion thermique des roches est de l'ordre de $3 \times 10^{-5} K^{-1}$. Un changement de température de 330K donne donc lieu à une expansion (contraction) de 1%. Cet effet est amplifié légèrement par l'ajustement isostatique sous la charge supplémentaire de la colonne d'eau de mer, ce qui donne:

$$h(t) = h_o + \frac{\rho_m}{\rho_m - \rho_w} \frac{\alpha T_m}{2} \sqrt{\frac{\kappa t}{\pi}} \quad (9.3)$$

où ρ_m est la densité du manteau et ρ_w celle de l'eau de mer.

Contrairement au flux de chaleur, la bathymétrie moyenne observée suit très bien le modèle à proximité des dorsales et la profondeur des fonds océaniques plus jeunes que 80 Ma augmente proportionnellement à la racine carrée de l'âge. Au delà de 80 Ma, la profondeur des fonds océaniques reste constante. Cela implique un régime d'équilibre thermique (la lithosphère ne se refroidit pas) et le flux à la surface doit être

Figure 9.2 Variations de la bathymétrie en fonction de la racine carrée de l'âge. La courbe théorique est calculée pour un modèle de plaque.



équilibré par le flux maintenu par la convection à petite échelle à la base de la lithosphère.

9.1.3 Effet des points chauds

Lorsque la lithosphère passe sur un point chaud elle est réchauffée. Ce réchauffement produit un "*rajeunissement thermique*" de la lithosphère. Après le passage de la plaque au dessus du point chaud, la bathymétrie sera moins profonde et le flux de chaleur plus élevé que pour une plaque du même âge [Crough, 1978; 1979]. Un profil bathymétrique le long de la chaîne Hawaii-Empereur dans le Pacifique montre une augmentation de la profondeur du plancher océanique au Nord-Ouest de Hawaii.

9.1.4 Applications

Le modèle de refroidissement de la lithosphère océanique a marqué le premier succès de la modélisation géodynamique. Ce modèle simple explique bien des variations à grande échelle de grandeurs observables. Par la suite, il a été appliqué avec plus ou moins de bonheur à de nombreuses autres situations, telles la subsidence des marges continentales passives et celle des bassins sédimentaires intracontinentaux [e.g. *Sleep & Snell*, 1976; *McKenzie*, 1978]. Ces modèles diffèrent par leurs conditions initiales, mais font tous appel au même mécanisme de refroidissement et de contraction thermique.

9.2 Forces agissant sur les plaques

Il est possible de déterminer certains mouvements verticaux en considérant les conditions d'équilibre isostatique. L'équilibre isostatique n'implique pas du tout que les contraintes disparaissent dans la lithosphère.

Des contraintes importantes sont produites par les variations de la topographie (bathymétrie) associées à des variations de densité. Ces variations sont induites par des différences de composition ou de température. Les contraintes qui en résultent sont transmises par et vont agir sur la lithosphère. La plupart de ces contraintes proviennent des frontières des plaques. Il est possible d'évaluer les forces qui agissent sur les plaques [*Forsyth & Uyeda*, 1975].

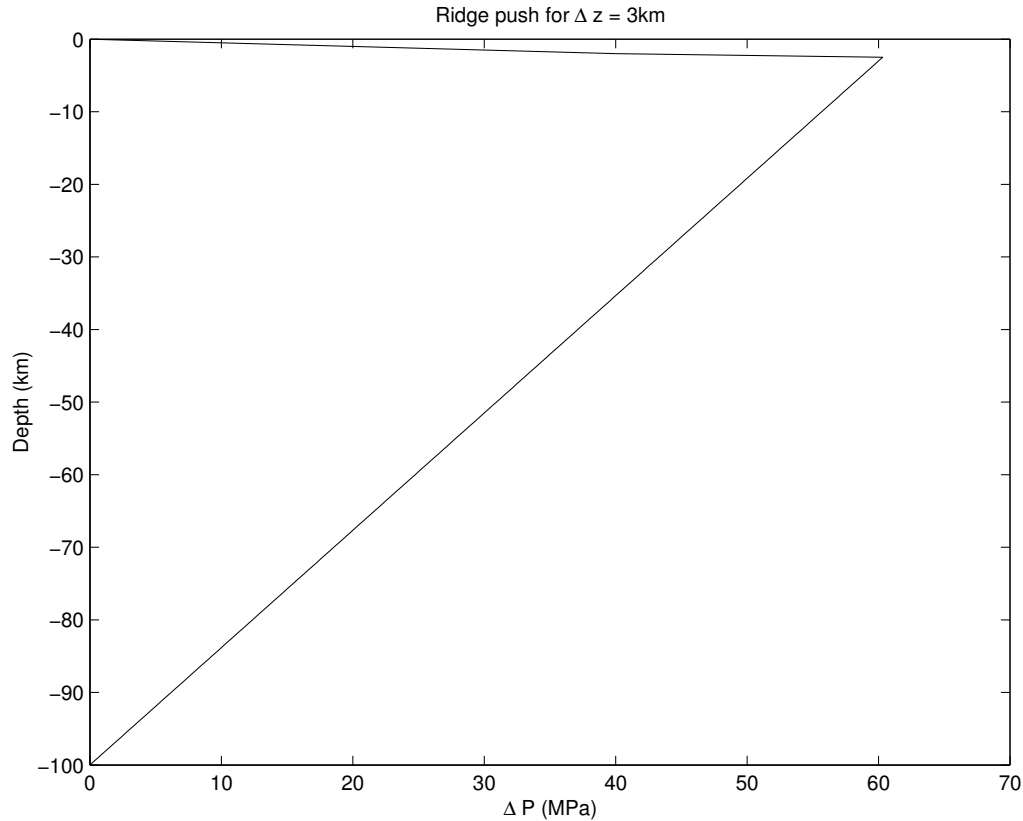
9.2.1 Poussée de la dorsale (ridge push)

A cause de l'élévation de la dorsale par rapport au plancher océanique, la pression lithostatique à une profondeur donnée est plus élevée sous la dorsale que sous les bassins océaniques. A cause de la différence de densité cette différence s'atténue avec la profondeur et disparaît au niveau de compensation isostatique. Ces différences de pression induisent une poussée de la dorsale (pression élevée) vers les bassins océaniques. En supposant une différence de bathymétrie de ≈ 3 km, la poussée moyenne de la dorsale est de l'ordre de 30 MPa.

9.2.2 Traction de la zone de subduction (slab pull)

Les anomalies gravimétriques de grande longueur d'onde sont positives au delà des zones de subduction. Ces anomalies positives suggèrent que

Figure 9.3 Différence de pression en fonction de la profondeur entre la dorsale et les bassins océaniques. La différence de bathymétrie est 3km. Il y a équilibre de pression à 100km (base de la plaque). La pression est plus élevée sous la dorsale et cause une poussée vers les bassins.



la plaque froide est plus dense que le manteau avoisinant. Si la plaque océanique est âgée et froide, sa température moyenne de l'ordre de 600 °C est ≈ 600 K plus basse que celle du manteau. Cette différence de température implique que la densité moyenne de la plaque est $\approx 0.05 \text{ Mg m}^{-3}$ (1.8%) plus élevée que celle du manteau. Considérant que la longueur de la plaque est 500 km, la contrainte moyenne induite est de l'ordre de 250 MPa ($g\Delta\rho L$). Cette contrainte a pour effet de tirer vers le bas la plaque subductée. Elle est au moins 10 fois plus élevée que la poussée des dorsales.

Il faut noter que des plaques jeunes peuvent aussi être entraînées dans

les zones de subduction. C'est le cas notamment de la plaque de Juan de Fuca à l'ouest du Canada et de la plaque des Cocos, à l'ouest de l'Amérique du Sud. Dans ces deux cas, l'inclinaison de la subduction est faible.

Les profils bathymétriques montrent un bombement (1km) de la plaque qui retourne dans le manteau en amont de la zone de subduction. Ce bombement, sur une distance de 500 à 1000km, s'explique par la rigidité de la plaque froide. On pourrait faire l'analogie avec une poutre fixée d'un côté et sur laquelle s'exerce une charge verticale; la poutre est pliée par la charge. La distance caractéristique dépend des propriétés mécaniques de la plaque et du couple de forces dues aux différences de densité. Les contraintes sont tensiles près de la surface de la plaque.

Souvent, il y a de l'extension dans la plaque qui chevauche, très en aval de la zone de subduction (extension d'arrière arc) avec parfois formation de bassins d'arrière arc. L'explication la plus courante est que la plaque qui sombre dans le manteau rapidement suce et tire vers l'amont la zone de subduction et la plaque chevauchante. Il y aura donc un recul progressif de la zone de subduction.

9.2.3 Forces sur les failles transformantes

Ces contraintes sont très difficiles à évaluer. On ne sait pas très bien quelle est l'importance de la friction le long des failles transformantes. Pour les failles transformantes à proximité des dorsales, la lithosphère est chaude et peu épaisse. A faible profondeur, on atteint un régime ductile avec une viscosité effective et donc une friction assez faible. Dans ce cas, la friction est vraisemblablement négligeable. Par contre, on ne sait pas ce qu'il en est pour les grandes failles transformantes comme la faille de San Andréas ou la faille Alpine. Certaines données, notamment l'absence d'anomalie thermique causée par une friction importante, suggèrent un très faible couplage le long de la faille, qui serait peut-être "lubrifiée".

9.2.4 Friction à la base de la plaque (viscous drag)

Cette force est produite par le mouvement relatif de la lithosphère par rapport à l'asthenosphère. Elle dépend de la vitesse relative, de la viscosité de l'asthenosphère. Elle est probablement assez faible ≈ 10 MPa.

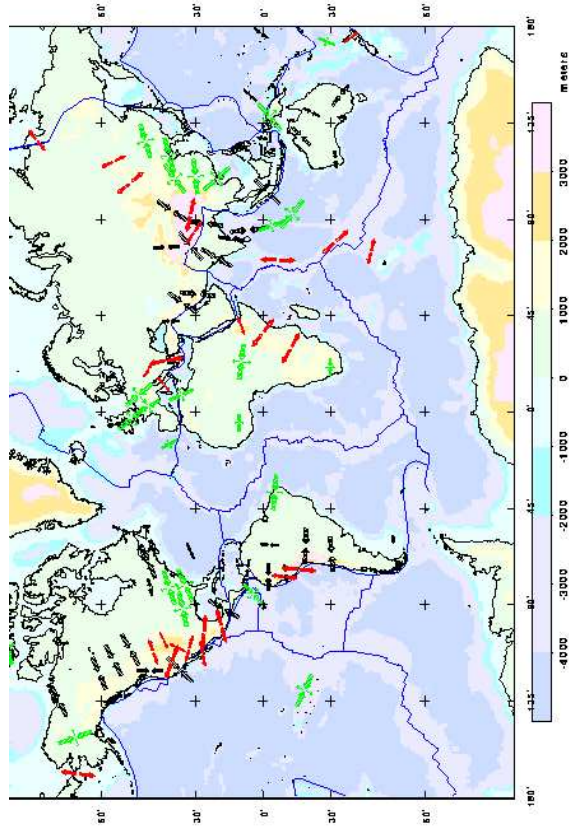
9.2.5 Contraintes intraplaques

La figure 9.4 montre la direction des contraintes observées à l'intérieur des plaques. Ces observations sont basées sur différentes séries de données: (1) Les mécanismes aux foyers des tremblements de terre, (2) des mesures *in situ* par hydrofracturation dans des forages, et (3) les données néotectoniques (mouvement récent de failles).

Bien que la traction de la zone de subduction soit la plus importante de toutes les forces qui agissent sur les plaques, la poussée de la dorsale joue un rôle important, parce qu'elle contrôle en grande partie les contraintes à l'intérieur des plaques.¹ Ainsi les contraintes dans la plaque nord Américaine, à l'ouest des montagnes rocheuses sont dues à la poussée de la dorsale mid-atlantique. En première approximation, l'effet des autres forces est négligeable. Les contraintes induites à l'intérieur des plaques ont été modélisées [Solomon *et al.*, 1975] et comparées avec les contraintes estimées par la géophysique.

¹ Il faut aussi noter que les contraintes compressives sont mieux transmises que les contraintes tensiles.

Figure 9.4 Les contraintes estimées à l'intérieur des plaques. La direction des contraintes est déterminées par les mécanismes au foyer de tremblements de terre, l'activité néotectonique et des mesures *in situ* par hydrofracturation dans les forages.



9.2.6 Stabilité des chaînes de montagne

Les calculs des contraintes dues à la hauteur des dorsales relativement aux bassins océaniques montrent comment des différences de topographie même compensées isostatiquement, engendrent des contraintes importantes. Le même type de calcul pourrait s'appliquer aux chaînes de

montagnes. Les différences topographiques impliquent d'énormes contraintes qui doivent être équilibrées par les contraintes tectoniques. Une disparition des contraintes tectoniques pourrait ainsi déclencher un col-lapse de la chaîne par extension. Ce genre de collapse a été observé dans de nombreuses chaînes. Ainsi la Cordillère en Colombie Britannique sem-ble avoir subi une extension rapide à 50 Ma. Un tel collapse pourrait également expliquer l'extension présente dans le Basin and Range. Dans la Méditerranée, il y a ainsi juxtaposition de zones d'extension et de zones de compression.

9.3 Mécanismes de la Tectonique des plaques

Il est acquis que la tectonique des plaques est étroitement liée à la convec-tion thermique dans le manteau. Les premiers modèles avaient associé la tectonique des plaques à de grandes cellules de convection dans le man-teau [Runcorn, 1964]. Les dorsales étaient associées aux courants chauds ascendants et les zones de subduction aux courants descendants. Il est tout à fait certain que la convection dans le manteau opère de façon beaucoup moins régulière. La géométrie des dorsales et des zones de subduction est incompatible avec une convection organisée en quelques grandes cellules. Par ailleurs, les plaques ne sont pas passives mais par-ticipent à la convection. L'existence des points chauds est bien établie et Morgan [1972] a proposé qu'ils jouent le rôle essentiel dans le re-froidissement du manteau par convection. Il est maintenant clair que les points chauds ne contribuent qu'à <20% du flux de chaleur total. De nombreuses questions restent en suspens: la forme de la convection dans le manteau, le couplage entre les plaques et la convection, l'origine des points chauds, le recyclage dans le manteau des plaques océaniques subductées.

La cause de la convection thermique est le refroidissement séculaire du manteau et du noyau. L'énergie (chaleur) du manteau et du noyau proviennent de l'accrétion initiale de la Terre, de la différenciation du noyau, et de la radioactivité dans le manteau. Pour mesurer l'intensité de la convection, les physiciens utilisent le nombre de Rayleigh Ra (voir Appendice D). Le nombre (sans dimension) de Rayleigh mesure le rap-port des forces dues aux différences de densité aux forces de friction (viscosité), ou le rapport du temps de refroidissement par conduction thermique au temps par convection. La convection n'est possible que

si Ra dépasse une valeur critique (Ra_c) qui dépend des conditions aux limites mais qui est de l'ordre de 1000.

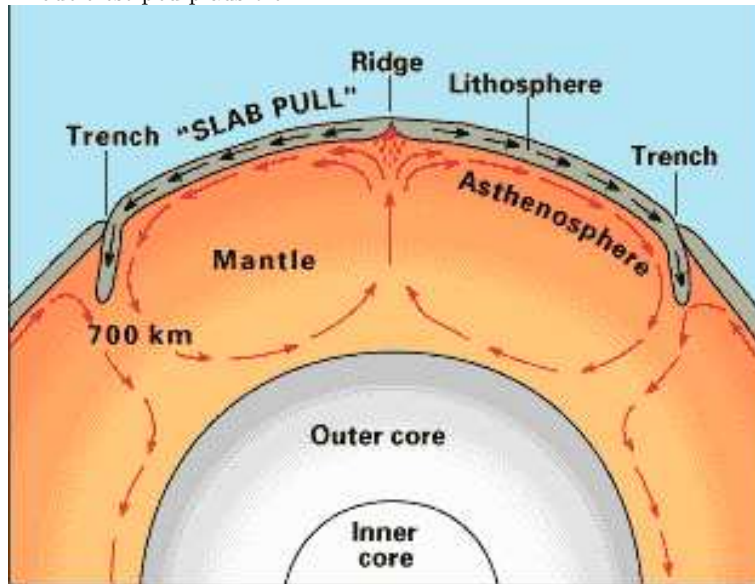
Pour calculer le nombre de Rayleigh du manteau et déterminer si la convection est possible, il faut déterminer la viscosité du manteau. Les mesures en laboratoire de la viscosité des roches dans les conditions de pression et température du manteau supérieur sont très difficiles. Par contre, il a été possible depuis très longtemps d'estimer la viscosité en mesurant le rebond post glaciaire. Le temps de retour à l'équilibre est proportionnel à la viscosité. Les premiers calculs de *Haskell* [1937] qui avait proposé une viscosité de $\approx 10^{20} \text{ Pa s}$ ont été confirmés. Les études expérimentales de la viscosité effective aux températures et pressions du manteau pour des roches comme la dunite ou de minéraux tels l'olivine donnent des valeurs comparables à celle de Haskell.

Les meilleures estimations de Ra pour le manteau sont maintenant $\approx 10^6 \rightarrow 10^7$. Les expériences en laboratoire et des calculs numériques montrent que dans ce cas, la convection n'est pas organisée en cellules mais se fait de façon chaotique, avec des panaches qui se forment et montent rapidement et des gouttes denses qui sombrent.

9.3.1 Organisation de la convection dans le manteau

Pendant longtemps, la question du rôle de la zone de transition révélée par la sismique entre 400 et 600 km dans le manteau a été au centre des débats. Certains géophysiciens pensaient qu'il y a deux niveaux de convection dans le manteau et que la zone de transition était une barrière à la convection. La majorité des géophysiciens pensent maintenant que la convection traverse tout le manteau. Malheureusement, les données disponibles restent contradictoires et ne permettent pas d'exclure les autres modèles.

Figure 9.5 Un modèle de convection organisée dans le manteau. Ce modèle est peu plausible.



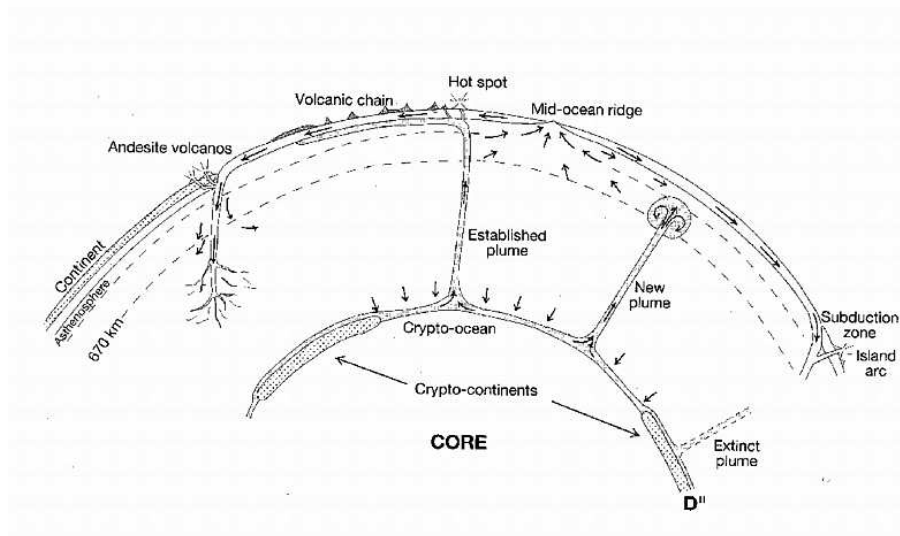
Les questions restent en suspens mais tout modèle doit être compatible avec un certain nombre de données maintenant bien établies.

- Les géochimistes pensent que les différences entre basaltes de dorsales (MORB) et basaltes qui proviennent de points chauds exigent deux réservoirs distincts dans le manteau [O'Nions *et al.*, 1980]. Ceci implique qu'il n'y a pas de mélange, ce qui semble incompatible avec la convection à travers tout le manteau
- Certaines données sismiques à proximité des zones de subduction indiquent que les plaques pénètrent profondément dans le manteau inférieur et certaines plaques pourraient même être suivies jusqu'à la base du manteau. Par contre, on a également vu par la sismique que certaines plaques semblent stagner au-dessus de la zone de transition [van der Hilst *et al.*, 1997]. Les données sismiques sur la structure profonde des zones de subduction sont résumées dans l'article de Fukua *et al.* [2001]. Un modèle de pénétration intermittente avec des avalanches dans le manteau inférieur a été proposé par [Machetel *et Weber* 1991].
- Les expériences faites à haute pression permettent de vérifier les propriétés physiques des minéraux dans les conditions de pression et température du manteau inférieur. Certaines interprétations de ces

expériences suggèrent des différences de composition entre le manteau supérieur et inférieur. De telles différences sont également incompatibles avec le mélange que produirait la convection.

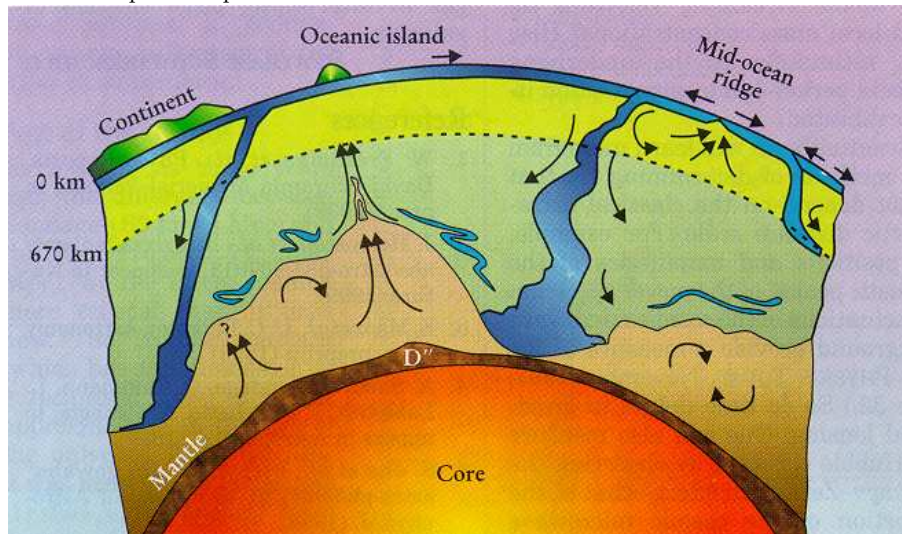
- L'anisotropie de la vitesse des ondes sismiques dans le manteau est due à l'orientation de l'olivine dans le champ de contraintes. Cette anisotropie est directement corrélée avec la direction des courants de convection et permet donc de déterminer la direction des lignes de courant dans le manteau.
- Depuis une dizaine d'années, on peut mesurer des variations latérales des vitesses sismiques dans le manteau, par la technique de *tomographie sismique*. L'interprétation la plus courante de la tomographie sismique est que les variations de vitesse sismique sont dues à des variations de température. La vitesse des ondes sismiques, particulièrement celle des ondes S, décroît lorsque la température augmente. La tomographie sismique permet ainsi de déterminer des variations latérales de température dans le manteau. Dans l'ensemble, les résultats de tomographie sismique montrent que des anomalies de vitesse sismique sont corrélées avec la géologie et la tectonique de surface. Ainsi, les cratons ont de profondes racines froides. Les zones de subduction apparaissent froides. Le manteau est chaud sous les dorsales, en particulier l'*East Pacific Rise*, et les points chauds. Certaines de ces anomalies ont une source profonde dans le manteau et semblent continuer jusqu'à la zone dite D" à la base du manteau. C'est le cas d'un point chaud sous le continent africain et de certaines zones de subduction (Grand et al., 1997).
- Les variations profondes de la densité se reflètent mieux dans les anomalies du géoïde. L'effet de la zone de transition sur les anomalies dépend du contraste de viscosité. La corrélation entre anomalies de très grande longueurs d'onde du géoïde et la vitesse des ondes P dans le manteau inférieur est compatible avec la convection à travers tout le manteau.
- Depuis quelques années, les géophysiciens envisagent un nouveau modèle, qui suppose que le manteau inférieur serait compositionnellement différent, plus dense, et se mélange mal avec le reste du manteau. Les analyses récentes de données sismiques semblent supporter ce modèle (Kellogg et al., 1999). La figure 9.7 montre le genre de structure de convection est induite dans un manteau avec une couche inférieure dense.
- De nombreux travaux récents cherchent à établir de façon plus précise le lien entre la tectonique des plaques et la convection dans le manteau (voir p. ex. les articles dans la monographie de *Richards et al.*

Figure 9.6 Un modèle de convection dans le manteau avec points chauds et zones de subduction. Ce modèle n'implique pas de relation directe entre les dorsales et les structures dues à la convection profonde dans le manteau.



[2000]). Les méthodes numériques de plus en plus raffinées permettent maintenant d'introduire des plaques dans les calculs de convection dans le manteau.

Figure 9.7 Un modèle du manteau avec un réservoir profond plus dense qui n'est pas entraîné dans la convection.



9.4 Flux de chaleur

Le flux de chaleur mesure la quantité d'énergie qui traverse la surface de la terre par unité de temps. Il se mesure en $W m^{-2}$. Sa mesure permet de faire le bilan d'énergie de la Terre. Les variations locales et régionales peuvent également être interprétées. Le flux moyen terrestre est $\approx 80 mW m^{-2}$.

En principe, la chaleur peut être transportée par conduction thermique. Il y a transport d'énergie sans transport de matière, ou par convection, l'énergie est transportée par la matière en mouvement. D'après la loi de Fourier, le flux par conduction est proportionnel au gradient de température:

$$q = -k \nabla T \quad (9.4)$$

$$q_z = -k \frac{\partial T}{\partial z} \quad (9.5)$$

La constante de proportionnalité k est la conductivité thermique, une propriété physique caractéristique de chaque matériau. La conductivité thermique des roches est de l'ordre de $3 W m^{-1} K^{-1}$.

Pour mesurer le flux de chaleur, il faut donc mesurer le gradient de température et la conductivité thermique des roches. Sur terre, les

mesures se font dans des forages. Dans les océans, on fait les mesures à l'aide d'une sonde qui pénètre (≈ 10 m) dans les sédiments. On mesure le gradient de température et la densité des sédiments qui permet de déterminer leur conductivité.

9.5 Modèle de refroidissement de la lithosphère

Le plancher océanique se forme à la dorsale ($x = 0$) où la température de la roche est approximativement la température de fusion T_m (indépendamment de la profondeur). Le plancher océanique est entraîné et s'éloigne de la dorsale. Il se refroidit à partir de la surface qui, par contact avec l'océan, est maintenue à température $T \approx 0$.

En régime de quasi équilibre, la température en un point fixe de l'espace ne change pas au cours du temps (la seule variation est celle qui accompagne l'entraînement du plancher océanique). La température est déterminée par une équation aux dérivées partielles similaire à l'équation de la chaleur

$$\kappa \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} = v \frac{\partial T}{\partial x} \quad (9.6)$$

où κ est la diffusivité thermique ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$). La solution de cette équation est de la forme:

$$T(x, z) = T_m \operatorname{erf} \left(\frac{z}{2} \sqrt{\frac{v}{\kappa x}} \right) \quad (9.7)$$

avec la fonction d'erreur

$$\operatorname{erf}(z) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^z \exp(-u^2) du \quad (9.8)$$

D'où le flux de chaleur q est calculé:

$$q(x) = k \frac{\partial T}{\partial z} = k T_m \sqrt{\frac{z}{\pi \kappa x}} = \frac{k T_m}{\sqrt{\pi \kappa t}} \quad (9.9)$$

où k est la conductivité thermique ($\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$) et $t = x/v$ est l'âge du plancher océanique.

9.6 Subsidence thermique

Le coefficient d'expansion thermique α est la variation relative de volume due à une variation de température de 1 K:

$$\begin{aligned}\frac{\Delta V}{V} &= \alpha \Delta T \\ \frac{\Delta \rho}{\rho} &= -\alpha \Delta T \\ \rho(T) &= \rho_0(1 - \alpha T)\end{aligned}$$

Le coefficient d'expansion thermique α est exprimé en K^{-1} . L'équilibre isostatique sous la lithosphère océanique implique que la pression d'une colonne de roche du bassin océanique soit égal à la pression sous la dorsale. Cela requiert une différence de hauteur Δh :

$$\Delta h = \alpha \int_0^\infty \Delta T(z) dz \quad (9.10)$$

$$\rho C \int_0^\infty \Delta T(z) dz = \int_0^t q(t) dt \quad (9.11)$$

$$(9.12)$$

où C est la chaleur spécifique de la lithosphère. En intégrant la flux de chaleur on obtient donc:

$$\Delta h = \frac{\alpha k T_m \sqrt{t}}{2 \rho C \sqrt{\pi \kappa}} = \frac{\alpha T_m}{2} \sqrt{\frac{\kappa t}{\pi}} \quad (9.13)$$

9.7 Convection thermique

9.7.1 Viscosité d'un fluide

Un fluide en mouvement est soumis à des contraintes qui sont induites par les différences de vitesse à l'intérieur du fluide. Ces contraintes tendent à atténuer les différences de vitesses. Il est démontré expérimentalement que pour de nombreux fluides, la contrainte est proportionnelle au gradient de vitesse. La constante de proportionnalité est une propriété physique du fluide, la viscosité. Si \mathbf{v} est la vitesse du fluide, la contrainte \mathbf{T} est:

$$\mathbf{T} = \mu \nabla \mathbf{v} \quad (9.14)$$

où μ est la viscosité. La viscosité est mesurée en Pa s. (L'unité cgs est la poise: 1 poise = 0.1 Pa s). La viscosité de l'eau est de 0.001 Pa s. La viscosité du manteau terrestre est de l'ordre de 10^{20} Pa s. La viscosité

du manteau terrestre a pu être déterminée grâce à l'analyse du rebond post-glaciaire. Le temps nécessaire pour que les régions couvertes par les glaciers remontent à leur niveau d'équilibre est proportionnel à la viscosité.

9.7.2 Nombre de Rayleigh critique

Pour maintenir la convection thermique dans un fluide, il faut que les forces dues aux différences de densité soient supérieures aux forces dues à la viscosité. Le rapport des différentes forces agissant sur le fluide détermine le nombre (sans dimension) de Rayleigh :

$$Ra = \frac{g\rho\alpha\Delta TL^3}{\kappa\mu} \quad (9.15)$$

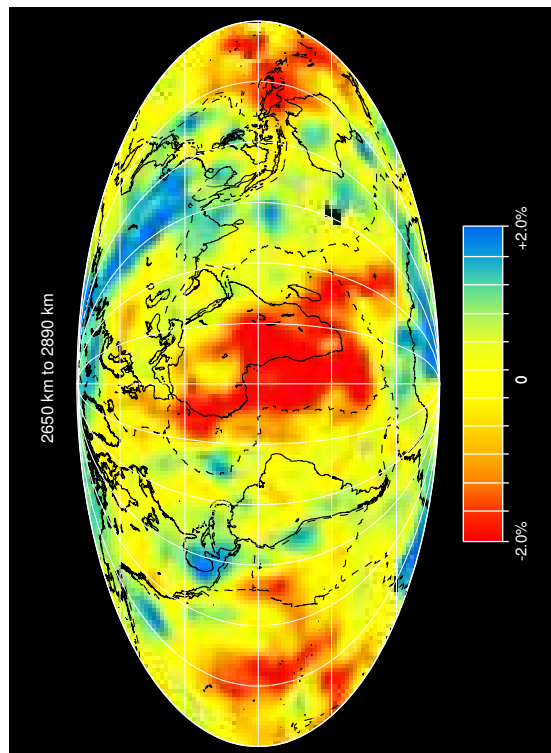
g est l'accélération due à la gravité, ρ est la densité, α est le coefficient d'expansion thermique du fluide, ΔT est la différence de température entre les surfaces supérieure et inférieure du fluide, L est l'épaisseur de la couche de fluide, κ est la diffusivité thermique, μ est la viscosité. Une autre interprétation du nombre de Rayleigh est le rapport du temps caractéristique pour transport de chaleur par conduction au temps nécessaire pour transporter la chaleur par convection. Lorsque le nombre de Rayleigh est élevé, la convection est donc plus efficace que la conduction pour refroidir le fluide. La convection est possible dès que le nombre de Rayleigh dépasse une valeur critique ($600 < Ra_c < 2,000$) qui dépend de la géométrie du fluide.

Dans la convection de Rayleigh-Bénard (fluide chauffé par le bas), au nombre de Rayleigh critique, la cellule de convection ne développe qu'une seule longueur d'onde (proportionnelle à l'épaisseur du fluide. Lorsque Ra augmente, les cellules de convection peuvent se développer avec un nombre croissant de longueurs d'onde. Pour $Ra \gg Ra_c$, la convection est possible à toutes les longueurs d'onde. Cela donne donc lieu à un style de convection chaotique. Le nombre de Rayleigh du manteau terrestre est probablement supérieur à 1,000,000. Dans ce cas, la convection sera chaotique et non pas organisée en cellules de longueur d'onde fixe.

Figure 9.8 Les anomalies de vitesse déterminée par tomographie sismique dans le manteau supérieur et dans le manteau inférieur dans la zone D". Les anomalies représentent la variation de la vitesse des ondes S à une profondeur donnée par rapport à un modèle de référence. Les couleurs chaudes correspondent aux zones à faible vitesse et les couleurs froides aux zones à vitesse élevée.

(a) Dans le manteau supérieur, les anomalies chaudes correspondent aux dorsales, au rift est africain, au Basin & Range. La signature froide des cratons Archéens est préservée jusqu'à plus de 250 km.

(b) Dans le manteau inférieur, les contrastes de vitesse sont importants. Les zones chaudes dans le manteau inférieur pourraient alimenter les points chauds (Rift africain et Pacifique).



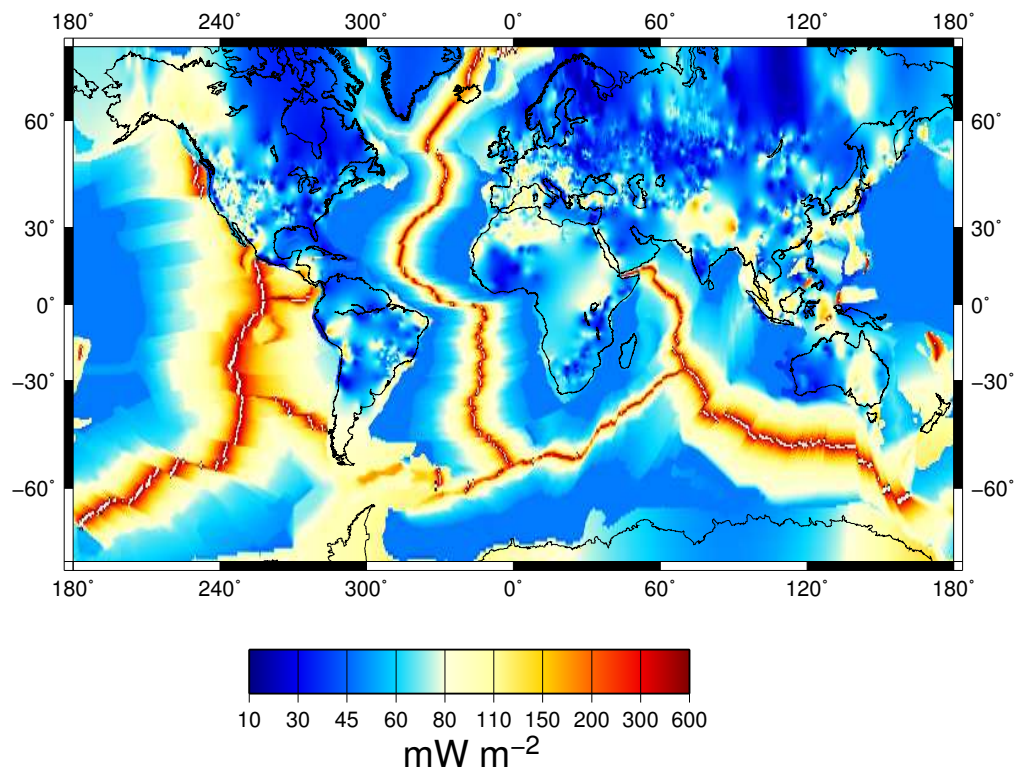


Figure 9.9 Global heat flow map including the continental heat flux measurements and the cooling plate model for the oceans, where heat flux is calculated as the maximum of 48mW m^{-2} and $490/\sqrt{\tau}\text{mW m}^{-2}$ where τ is age in My.

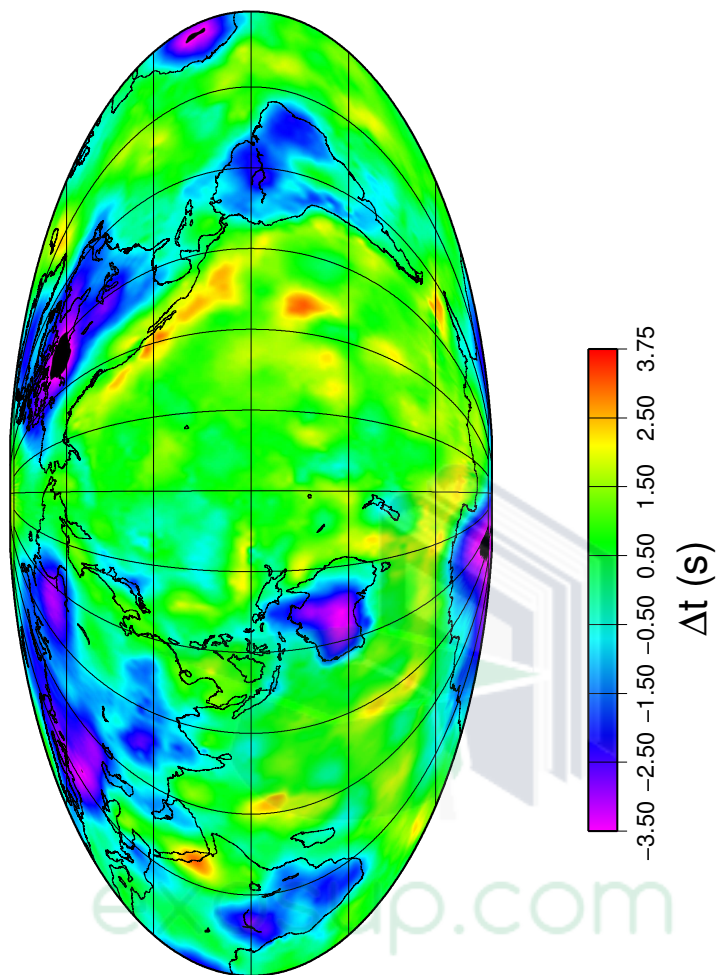


Figure 9.10 Shear wave travel time anomalies for the 60 to 300km slice. The travel times are calculated from the CUB2.0 model of Shapiro and Ritzwoller (2002), and the anomalies are relative to the world average. The value of 60km for the slice upper limit is selected to exclude the crust which is not very well resolved by the seismic model.

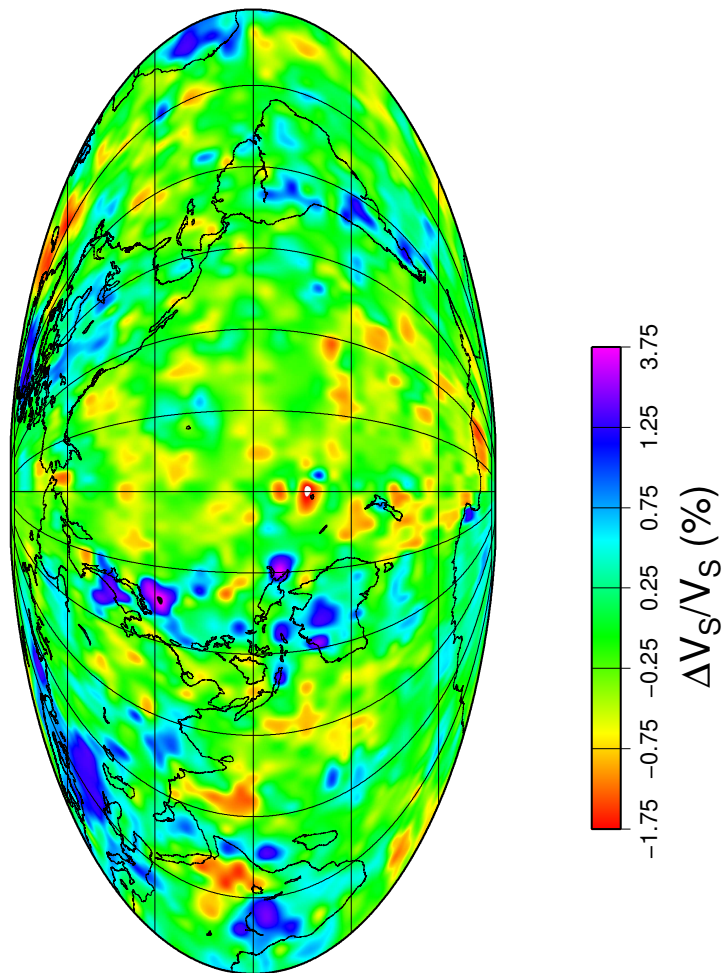


Figure 9.11 Shear wave velocity anomalies at 350km depth. The anomalies relative to the mean shear wave velocity at that depth are given in %. By convention, the color scale is inverted as negative velocity anomalies are interpreted as hot. The seismic model is that of Grand et al. (1997).

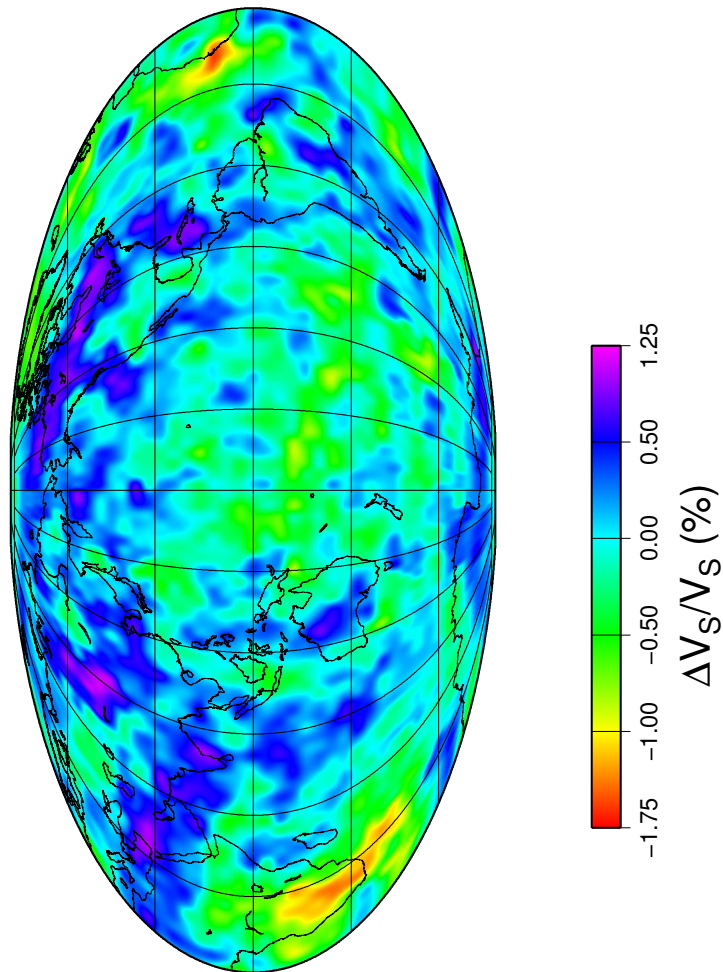


Figure 9.12 Shear wave velocity anomalies at 1810km depth. Note the reduced scale relative to Figure 9.11.

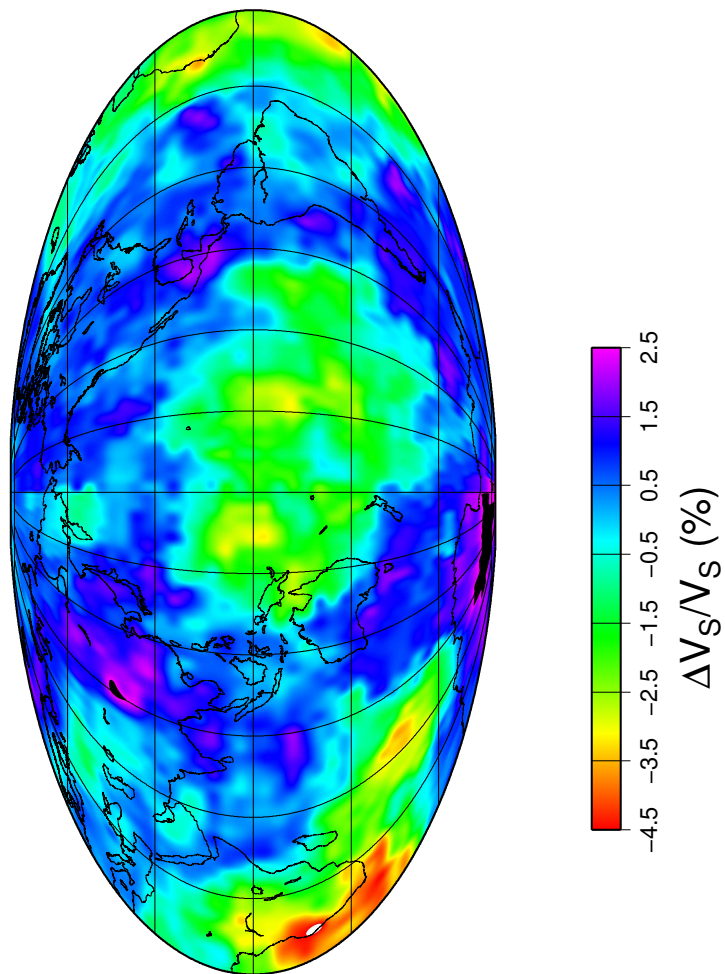


Figure 9.13 Shear wave velocity anomalies in the D'' region at 2800km depth. Anomalies are enhanced relative to lower mantle.

10

Rifts intracontinentaux. Marges continentales passives. Bassins sédimentaires.

10.1 Rifts intracontinentaux

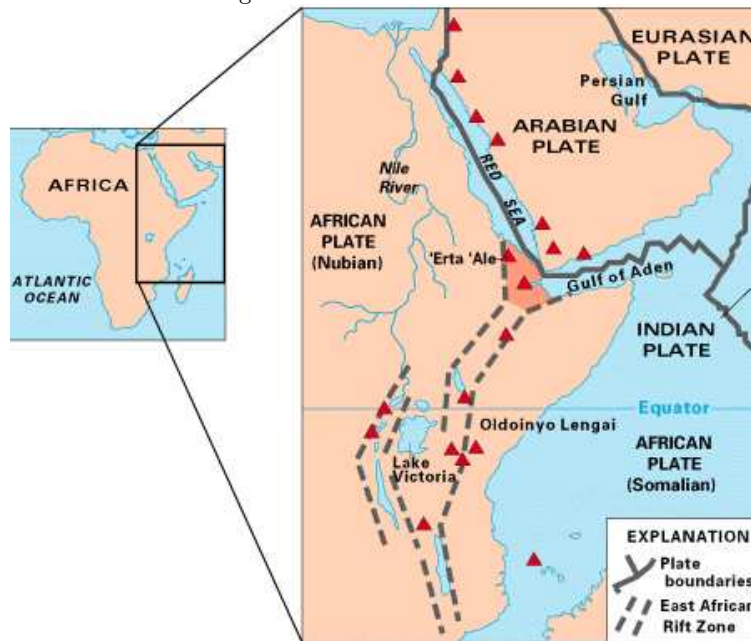
La rupture d'un continent et la naissance d'un bassin océanique est toujours précédée d'un épisode d'extension pendant lequel la lithosphère et la croûte continentales sont amincies. Les rifts intracontinentaux sont des zones étroites ($\approx 100\text{km}$) et allongées ($> 1000\text{km}$) d'extension à l'intérieur d'un continent. Les rifts sont caractérisés par une zone d'extension très localisée autour d'une vallée centrale encadrée par des failles normales. Les rifts actifs voient une forte activité sismique et volcanique. Le rift est africain, aujourd'hui actif, est l'archétype du rift intracontinental. Le rift du Rio Grande qui traverse le Nouveau Mexique et une partie du Colorado, le rift de Baikal dans l'est de la Sibérie et le graben du Rhin sont des rifts contemporains, moins actifs que le rift est africain. Les rifts actifs ne peuvent être isolés du contexte général de la tectonique des plaques, mais il n'y a pas de relation universelle entre la tectonique régionale et la formation d'un rift.

Le rift intracontinental se distingue d'un bassin océanique en formation (tel la Mer Rouge) par la nature de la croûte qui reste continentale. Certains rifts évoluent pour former un bassin océanique, mais il y a à l'intérieur des continents de nombreuses traces laissées par des rifts avortés.

10.1.1 Comparaison des rifts Est Africain et du Rio Grande

Le rift de Rio Grande (RGR) orienté NS traverse le Nouveau Mexique et le Colorado. Au Sud, le RGR rejoint la province du Basin & Range (B&R) qui est une large ($> 500\text{km}$) zone d'extension. Le RGR est séparé

Figure 10.1 Le rift est africain.

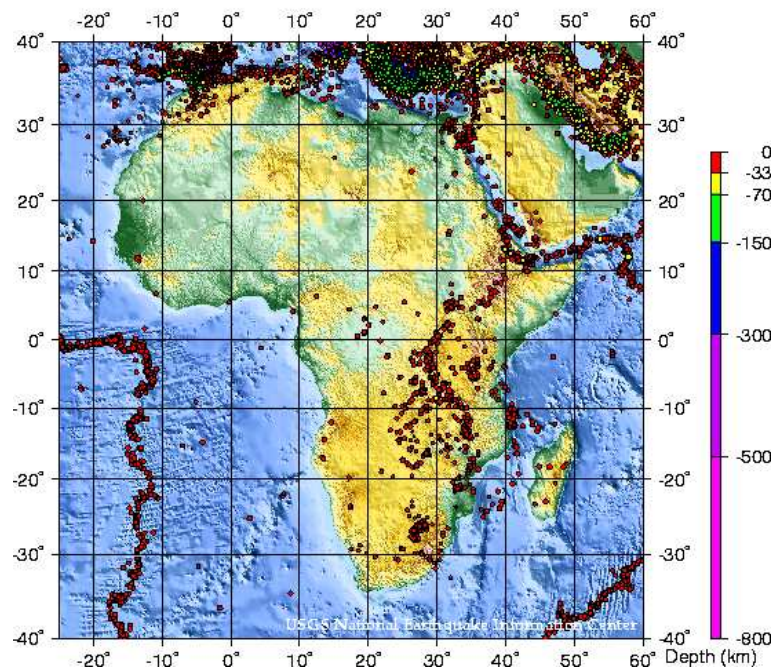


du B&R par le Plateau du Colorado. La présence du Grand Canyon qui traverse le plateau montre que celui-ci a été récemment soulevé sans subir d'autre déformation. Le Plateau du Colorado est $\approx 1000\text{m}$ au-dessus du B&R. Il y a eu par contre du volcanisme depuis 30Ma aux marges du plateau. Les indicateurs de contrainte indiquent qu'il est en compression.

Le rift est africain (EAR) est connecté au rift de la Mer Rouge et au rift du golfe d'Aden. Il part du point triple des Afars au Nord, traverse l'Éthiopie, le Kenya et finit en Tanzanie. Au Kenya, il se sépare en 2 branches autour du craton de Tanzanie. La branche de l'Ouest suit les grands lacs africains (Kivu, Tanganyika, Victoria). Le rift est aujourd'hui élevé (1500-2000m), mais le soulèvement est récent et jusqu'à 10 Ma, le rift était au niveau de la mer, tant en Éthiopie qu'au Kenya.

Rifts intracontinentaux. Marges continentales passives. Bassins sédimentaires.

Figure 10.2 La sismicité de l'Afrique
Seismicity of Africa: 1977 - 1997



L'EAR et le RGR sont actifs depuis ca 50 Ma. Leur évolution est assez différente (voir Appendice). Aujourd'hui, le rift africain est nettement plus actif avec du volcanisme très récent ($< 10\text{ka}$) et une forte sismicité. Les mécanismes au foyer sont d'extension.

Le rift de Baikal, situé en Sibérie à 2000km au Nord Est de la chaîne himalayenne, est plus jeune ($< 20\text{Ma}$). Il est actif sismiquement. L'axe du rift coïncide avec le Lac Baikal.

Le graben du Rhin suit le cours du Rhin depuis les Alpes jusqu'à la Mer du Nord. L'activité sismique est modérée. Le volcanisme le plus récent date de 40ka.

Les anomalies de gravité et les études par réfraction sismique montrent que, sous tous les rifts, la croûte est très amincie (25-30 km). La vitesse des ondes sismiques est anormalement faible dans le manteau avec une vitesse des ondes P ($v_p < 7.9\text{km s}^{-1}$). Une faible vitesse suggère une température élevée. Du point de vue de la gravité, il y a superposition de: (1) une anomalie négative de très courte longueur d'onde due aux sédiments de la vallée du rift, (2) une anomalie positive de moyenne longueur d'onde due à l'amincissement de la croûte, et (3) une anomalie négative de très grande longueur d'onde due à la faible densité du manteau.

Le flux de chaleur est très variable dans la vallée centrale du rift à cause de la circulation hydrothermale dans les sédiments. En moyenne, il est élevé ($> 80\text{mW m}^{-2}$). Le flux de chaleur reste souvent faible dans les régions non déformées qui entourent le rift. Ainsi, il est $< 40\text{mW m}^{-2}$ dans le craton en Tanzanie, et $\approx 50\text{mW m}^{-2}$ dans le plateau du Colorado.

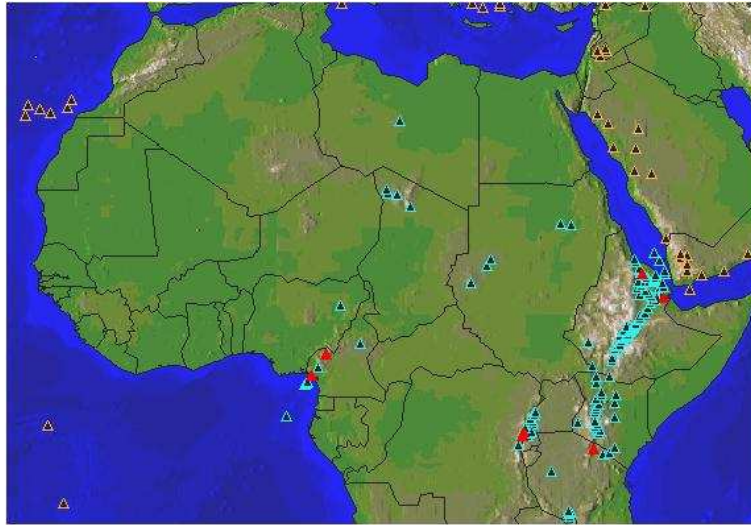
Dans le EAR on a observé une progression temporelle de la composition des roches volcaniques. La pétrologie indique que la source des magmas est de moins en moins profonde avec le temps. La remontée de la source des magmas est relativement rapide (de 150 à 40 km de profondeur en 20 Ma).

10.1.2 Mécanisme de formation d'un graben

Dans les rifts, les grabens sont encadrés de manière symétrique par des failles normales. Dès qu'une épaule du rift est soulevée, les contraintes induites dans la croûte, amplifiées par l'effet des sédiments dans le demi graben, provoquent la formation d'une faille symétrique à une certaine distance (40-80 km) de la première faille. Le poids des sédiments va contribuer à l'enfoncement du graben central.

Les zones d'extension larges, telles le B&R, sont traversées par une

Figure 10.3 Les volcans actifs en Afrique



faille de détachement à l'échelle de la lithosphère. De telles failles provoquent une asymétrie des déformations de la croûte supérieure. On parle de *cisaillement pur* pour un rift symétrique et de *cisaillement simple* pour l'extension le long d'une faille de détachement à l'échelle lithosphérique [Wernicke, 1985]. L'extension le long de la faille de détachement permet la remontée de croûte profonde et formation de *metamorphic core complexes*.

Il faut bien noter que l'extension totale dans un rift intracontinental est très limitée. Elle peut s'estimer grossièrement à partir de l'amincissement de la croûte qui est rarement supérieur à 25%. Cela impliquerait une extension du même ordre sur une distance ≈ 50 km. Par contraste, l'amincissement de la croûte dans le B&R est plus important et l'extension est de l'ordre de 50 à 100% sur des distances de plusieurs centaines de km.

10.1.3 Modèles d'évolution

Le mécanisme de formation d'un rift intracontinental est loin d'être élucidé. Dans les mécanismes actifs, le rift est causé par l'interaction de la lithosphère avec une asthénosphère anormale ou un point chaud. La pénétration de l'asthenosphère dans la lithosphère provoque du volcanisme, le soulèvement et l'extension de la croûte. Dans les mécanismes passifs, ce sont les contraintes tectoniques qui provoquent l'extension et

la remontée adiabatique de l'asthénosphère. La fusion de l'asthénosphère et le volcanisme sont dus à la décompression adiabatique.

Le contexte tectonique régional est très différent pour le RGR et pour l'EAR et il n'est pas du tout évident que le même mécanisme a joué dans les deux cas. Le RGR et l'extension du B&R sont liés à la subduction de la plaque de Farallon. Aujourd'hui, les contraintes d'extension pourraient être induites par le mouvement de la Plaque Pacifique le long de la faille de San Andréas. Pour l'EAR, il est impossible d'expliquer les contraintes extensionnelles par le mouvement des plaques. Au contraire, les dorsales qui entourent la plaque africaine devraient induire un régime de compression. Par ailleurs, l'EAR part du point triple des Afars, un point chaud. La tomographie sismique semble indiquer que ce point chaud est enraciné profondément dans le manteau.

Le graben du Rhin est situé juste au Nord des Alpes et le rift de Baikal à ≈ 1500 km au Nord de l'Himalaya. Leur formation est probablement liée aux collisions entre l'Afrique et l'Europe et entre l'Inde et l'Asie. Dans la cas de l'Asie, les déformations dues à la collision sont très profondes et affectent les contraintes malgré la distance de Baikal à l'Himalaya. Dans la cas de tels rifts, on parle parfois d'*impactogène*.

Il semble que le mode d'extension dépend beaucoup du flux de chaleur. Les contraintes sont plus localisées et l'extension se limite à un rift si le flux de chaleur est faible ($< 60 \text{ mW m}^{-2}$). Pour un flux élevé ($> 80 \text{ mW m}^{-2}$), l'extension se fait dans une région très large (e.g. B&R) [Buck, 1991].

10.1.4 Rift océanique

Si l'extension du rift se poursuit à taux élevé, elle ne peut pas être compensée par l'amincissement de la croûte continentale et il va y avoir formation de plancher océanique. Dans la Mer Rouge, une croûte de type océanique se forme depuis ≈ 20 Ma. L'ouverture est très lente et les anomalies magnétiques marines peu marquées. Les études récentes dans le Golfe d'Aden et la corne de l'Afrique (Djibouti, Somalie) indiquent que l'ouverture du Golfe d'Aden est postérieure à celle de la Mer Rouge. Cette ouverture a commencé vers 10 Ma. Dans le Golfe d'Aden, Les anomalies magnétiques marines sont marquées et elles montrent la propagation du rift à partir de la dorsale de Carlsberg vers la pointe de l'Afrique. La direction des failles transformantes montre que la vitesse de la plaque arabe par rapport à l'Afrique est dirigée ENE.

10.2 Rifts avortés. Aulacogènes.

10.2.1 Rifts avortés en Amérique du Nord

De nombreux rifts intracontinentaux n'ont pas évolué pour donner naissance à un bassin océanique. Ils laissent des traces dans les continents. La plupart des fleuves suivent d'anciens rifts (Saint Laurent, Mississippi, Rhin, Rhone). Les rifts avortés sont souvent associés à des zones de faiblesse où est focalisée l'activité sismique à l'intérieur des plaques (Reelfoot, St Laurent). Ce sont les anomalies de gravité et magnétiques qui révèlent la présence de tels rifts avortés. De nombreux rifts fossiles ont ainsi été identifiés en Amérique du Nord: Keeweenawan, Saint-Laurent, Ottawa-Bonnechere, Lac Champlain, Reelfoot, Richmond Gulf, McKenzie Delta.

Le rift de Keeweenawan, sous les grands lacs d'Amérique est associé à la plus forte anomalie positive de gravité (200 mGal) sur le continent nord américain. De fortes anomalies magnétiques sont dues à la présence de roches basaltiques. Les études sismiques (profils GLIMPCE) montrent que ce rift avorté contient des coulées successives de laves d'une épaisseur totale > 15 km [Cannon *et al.*, 1989].

10.2.2 Aulacogènes

Les aulacogènes sont des bassins sédimentaires très profonds (≈ 10 km) de forme allongée. Ils se forment souvent à partir d'un des trois rifts qui se développent autour d'un point triple. De tels aulacogènes se trouvent de part et d'autre de l'Atlantique. Ils coïncident avec l'embouchure des grands fleuves et les provinces riches en hydrocarbures. A l'intérieur du continent nord américain, d'autres aulacogènes (Bassin d'Anadarko, Southern Oklahoma aulacogen) se trouvent sur l'ancienne marge de l'Amérique du Nord.

10.3 Marges continentales passives. Formation des bassins sédimentaires.

10.3.1 Subsidence des marges continentales

L'évolution des marges continentales passives est déterminée en partie par l'amincissement de la croûte et les ajustements isostatiques durant

la phase de *rifting*, et en partie par le refroidissement, la contraction thermique et la subsidence pendant la phase de *drifting*.

- Mécanismes d'évolution: subsidence thermique, flexure de la lithosphère.
- Exemples: Marge continentale à l'est du Canada, Golfe de Biscaye.

10.3.2 Bassins sédimentaires intracontinentaux

La plupart des modèles proposés pour expliquer la subsidence des bassins intracratoniques supposent qu'ils sont le résultat du refroidissement et de la contraction thermique d'une croûte anormalement chaude initialement. Cette condition initiale est le résultat de l'activité d'un point chaud ou d'un épisode d'extension.

Le modèle de *McKenzie* [1978] examine l'évolution d'un bassin après un épisode d'extension de la lithosphère. La condition initiale n'explique pas la symétrie circulaire des bassins sédimentaires. Cette symétrie est le résultat de la subsidence due à l'ajustement isostatique sous le poids des sédiments. Le modèle n'est pas universellement applicable. Il n'y a pas de trace de rift sous le bassin de Williston où la croûte est épaissie. Le rift de Keeweenawan est beaucoup plus vieux que le bassin de Michigan et ne peut donc pas avoir causé sa formation. Par contre, le modèle semble bien s'appliquer au bassin de la Mer du Nord ainsi qu'au bassin de Paris.

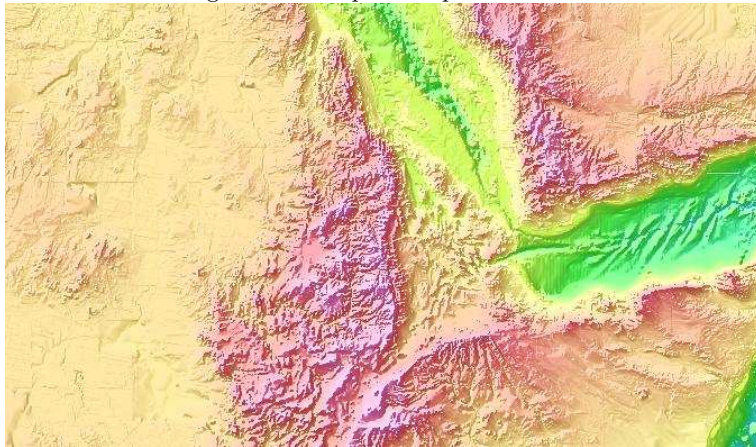
Il faut remarquer que les bassins sédimentaires du continent nord américain (Williston, Michigan, Illinois, Baie d'Hudson) ont débuté leur histoire à peu près à la même période (400-500 Ma) mais que la durée de la subsidence et la quantité de sédiments accumulés varient d'un bassin à l'autre.

Les bassins dits d'avant-pays (*foreland basins*), tel le bassin d'Alberta, ont subi une évolution très différente. La formation du bassin d'Alberta coïncide avec celle des montagnes rocheuses qui ont été transportées sur le continent Nord Américain. C'est la charge des montagnes rocheuses qui a provoqué la flexure de la plaque nord-américaine et la subsidence du bassin. Cette subsidence est relativement bien expliquée par les modèles de plaque élastique [*Beaumont*, 1981].

Figure 10.4 La topographie des zones d'extension au SW des USA



Figure 10.5 Le point triple des Afars



10.4 Chronologie des rifts de l'Afrique de l'Est et du Rio-Grande

10.4.1 Rio-Grande

Age (Ma)	Rio-Grande	Western American margin
40-30	calalkaline volcanism	Subduction of Farallon plate.
32	rhyolitic volcanism	
30-20	Bimodal volcanism (rhyolites-basalts)	Ridge off California is subducted. San-Andreas transform fault begins.
15	Basalts	Growth of San Andreas.
7-4	Uplift and graben formation	First uplift of Colorado Plateau Second uplift of Colorado Plateau.

10.4.2 East Africa

Age (Ma)	Kenya	Age (Ma)	Ethiopie
50-30	basalts	45	Flood basalts
21-14	Flood basalts	16	basalts
15-11	Regional Uplift (500m)	12	rhyolites
10	Western shoulder uplift	8	Faulting
7-5	Alkaline basalts		
6-2	Flood lavas	8-0.5	Flood basalts (2 episodes)
4	Main uplift (1,500m)		
3	Dykes		
2	Normal faulting (graben)	1	Plateau uplift
1-present	Volcanism-Faulting		

11

Zones de convergence 1: Subduction

C'est dans les zones de convergence que se forme et s'accumule la plus grande partie de la croûte continentale. La future croûte continentale se forme essentiellement dans les bassins marginaux en aval des zones de subduction océanique. Les séquences volcaniques et sédimentaires provenant de ces bassins marginaux, ainsi que les plateaux océaniques, sont arrimés aux continents le long des marges continentales actives telles les Cordillères Nord et Sud Américaines. Il y a aussi apport de croûte continentale par l'activité magmatique de la subduction.

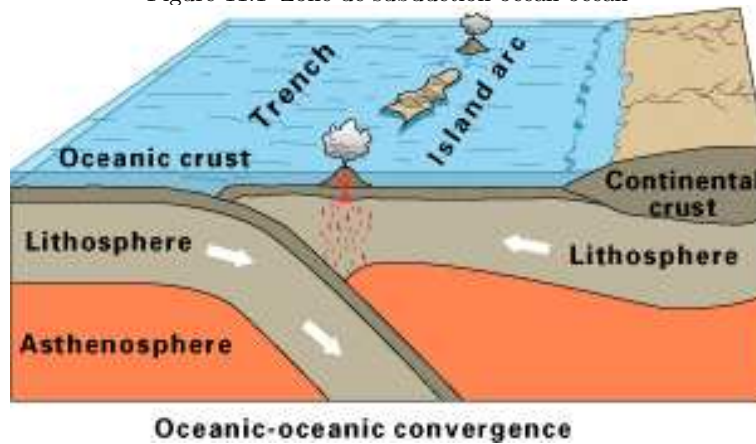
Cette croissance de la croûte continentale est peut-être compensée en partie par la disparition de sédiments emportés dans les zones de subduction ainsi que par la subduction possible de croûte continentale dans les zones de collision continentale.

11.1 Subduction océanique

Ce sont les anomalies de gravité et la sismicité qui ont attiré l'attention sur l'importance des fossés profonds. La destruction du plancher océanique dans les zones de subduction fut démontrée par Isacks et al. (1968). De nombreuses questions restent non résolues: le mécanisme qui déclenche la subduction, les changements de polarité et de direction de la subduction, etc. Les zones de subduction océan-océan sont très différentes des zones de subduction océan-continent

Les principales zones de subduction océanique sont situées dans l'ouest du Pacifique: Tonga-Kermadec, Mer des Philippines, Japon, Indonésie. Il y a aussi de la subduction dans l'Atlantique sud (South Sandwich) et dans les Caraïbes.

Figure 11.1 Zone de subduction océan-océan



11.1.1 Morphologie

Les fossés profonds atteignent $>10\text{km}$ sous le niveau de la mer. Des sédiments sont souvent accumulés dans un bassin d'avant arc (forearc basin). Un arc volcanique est formé sur la plaque qui chevauche celle qui retourne dans le manteau. Un bassin extensionnel (back arc basin) se forme au delà de l'arc volcanique.

11.1.2 Sismicité

La sismicité se concentre le long d'une zone inclinée, dite de Wadati-Benioff. Les zones de Wadati-Benioff plongent avec une inclinaison généralement de 30 à 60° , mais pouvant atteindre 90° . Le pendage dépend de la densité et de l'âge de la plaque. Les mécanismes au foyer montrent des contraintes de tension jusqu'à $\approx 350\text{km}$ dans la plaque qui descend. La profondeur maximum des tremblements de terre est de 600km mais de nombreuses études montrent que la plaque conserve son identité au delà de 600km . Géométrie de la plaque en subduction.

11.1.3 Gravité

Les zones de subduction sont caractérisées par un couple négatif-positif d'anomalies d'air libre. L'anomalie négative de courte longueur d'onde correspond au fossé profond et l'anomalie positive de grande longueur

d'onde est due à la densité de la plaque qui est subductée. Ces anomalies indiquent que les zones de subduction sont très loin de l'équilibre isostatique.

11.1.4 Structure sismique profonde

Les premières expériences de *tomographie sismique* ont été faites dans des zones de subduction. La vitesse des ondes qui se propagent dans la plaque qui descend est beaucoup plus élevée que celle des ondes qui traversent le manteau avoisinant. Cela suggère que la plaque reste froide et rigide. Cela est confirmé par la plus faible atténuation des ondes dans la plaque que dans le manteau. La forte atténuation dans certaines régions du manteau suggère de la fusion partielle. Les modèles thermiques confirment que la plaque qui retourne dans le manteau n'a pas le temps de se réchauffer.

11.1.5 Volcanisme

Le volcanisme dans l'arc insulaire est du essentiellement à la fusion partielle dans le manteau. Il est vraisemblable que la fusion ne se produit pas dans la plaque qui descend mais dans le manteau au dessus de la plaque qui descend, suite à l'expulsion des volatiles présents. La température du solidus (température où la fusion partielle apparaît) du manteau baisse en présence de volatiles.

11.1.6 Bassins marginaux

Des bassins se forment par extension derrière l'arc volcanique dans la plaque qui passe par dessus. Plusieurs mécanismes ont été proposés pour expliquer l'extension dans ces bassins. La subduction pourrait engendrer une cellule de convection: l'extension correspondrait à la branche montante dans ces cellules. Alternativement, la plaque qui sombre dans le manteau s'enfonce rapidement et la zone de subduction recule: et ce recul produit des contraintes extensionnelles dans la plaque qui chevauche.

(Mer des Philippines, mer du Japon, Tonga, Tasmanie, etc.)

11.1.7 Prismes d'accrétion

? ont étudié les conditions d'équilibre dans les prismes d'accrétion.

11.1.8 Métamorphisme des zones de convergence

La zone de subduction proprement dite produit un métamorphisme haute pression, basse température, tandis que l'arc volcanique est associé à un métamorphisme de haute température. Les zones de subduction produisent donc une paire de ceintures métamorphiques distinctes (Japon, Californie, etc.)

11.2 Marges continentales actives

Le long de la côte ouest de l'Amérique, le plancher océanique est détruit sous le continent. Le caractère de cette subduction varie de façon très marquée, sans doute essentiellement à cause des différences d'âge et de température de la plaque océanique ainsi que des interactions avec des traces de points chauds et des fragments de dorsales inactives.

C'est dans ces régions que de la croûte continentale *juvénile*, formée surtout dans les arcs volcaniques et les bassins marginaux, peut-être accréétée aux continents. Il y a aussi addition de croûte continentale par plutonisme et formation de grands batholites.

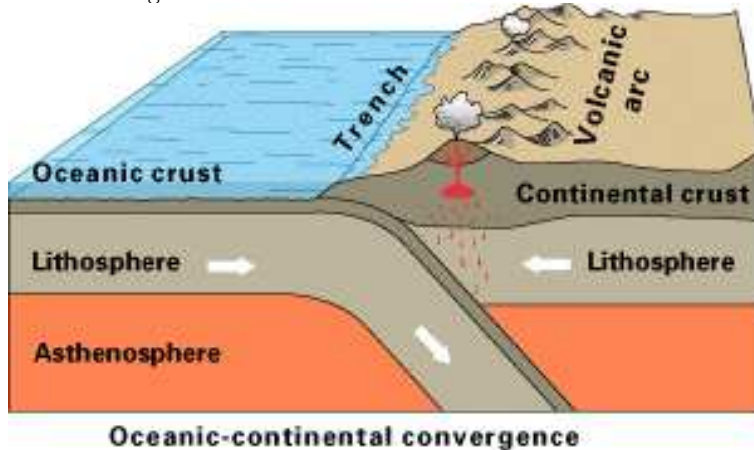
11.2.1 Cordillère des Andes

Il est important de noter la différence de style tectonique entre le nord et le sud de la Cordillère des Andes. Les mécanismes au foyer et l'activité néotectonique montrent que dans la partie Nord, le régime est essentiellement compressif, tandis que dans la partie sud, le régime est extensionnel. La zone de Wadati-Benioff semble plus inclinée dans la partie sud que dans la partie nord. Cette différence de style de subduction s'explique peut-être par la subduction dans la partie nord d'anciennes dorsales inactives provenant du point chaud des Galapagos.

Les anomalies de gravité et les études sismiques indiquent que la topographie est largement compensée par une croûte très épaisse (70km). Cet épaissement semble dû autant à la compression et au charriage en surface qu'à l'apport dans la croûte inférieure de magmas du manteau.

Dans la partie nord des Andes, au Pérou, le batholite andin contient un volume considérable de roches plutoniques emplacements durant ≈ 80 Ma. Les magmas proviennent du manteau mais les signatures isotopiques (des rapport initiaux $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ plus élevés que ceux du manteau appauvri) suggèrent une contamination crustale. La présence de ^{10}Be , de très

Figure 11.2 Zone de subduction océan-continent



courte durée de vie (1.6Ma) et qui ne peut-être formé que dans la haute atmosphère avant d'être incorporé dans les sédiments marins, montre que les sédiments océaniques sont en partie recyclés dans les zones de subduction.

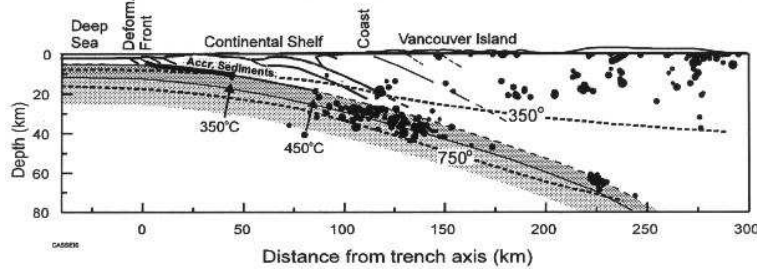
11.2.2 Cordillère nord américaine

Bien qu'il n'y a plus de subduction le long des failles de San Andréas, en Californie, et de la Reine Charlotte, en Colombie Britannique qui se sont formées suite à la disparition de la plaque de Farallon. la Cordillère Nord Américaine est très semblable à la Cordillère des Andes. La croûte en Amérique du Nord est moins épaisse que dans les Andes, à cause de l'extension récente du Basin & Range. Le batholite de la Sierra Nevada est l'équivalent du batholite andin. La présence de terrains allochtones est notablement plus importante dans la Cordillère Nord Américaine, en particulier au Canada. L'architecture de ces terrains et leur relation avec le socle du bouclier canadien a été étudié par les transects Southern Cordillera (Cook, F. (editor), 1995) et SNORCLE (?) de LITHO-PROBE.

11.2.3 Bassins d'avant pays (Foreland basins)

Pendant la formation des Montagnes Rocheuses, des couches de roches sédimentaires ont été transportées vers l'est sur la plaque nord américaine.

Figure 11.3 Structure profonde de la zone de subduction près de l'île de Vancouver

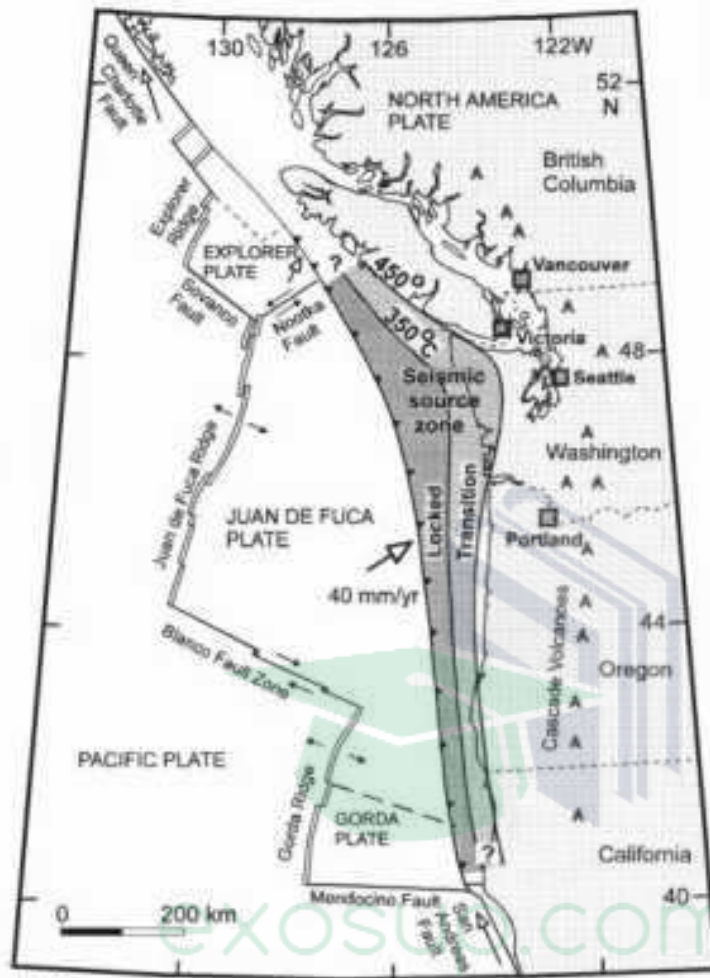


En même temps, un bassin sédimentaire était formé à l'est des Rocheuses, notamment en Alberta. C'est sous le poids de la masse de roches transportées que la plaque s'est enfoncée permettant ainsi la formation d'un bassin (foreland basin) en avant de la chaîne de montagnes Beaumont (1981).

11.3 Megathrust earthquakes in the Cascadia subduction zone

A large earthquake hazard is recognized for southwest British Columbia and adjacent United States as reflected in the seismic zoning. However, a poorly known threat has been from great thrust earthquakes ($M > 8$) on the Cascadia subduction zone extending from southern British Columbia to northern California. Although common for most other subduction zones, no such events have occurred on this coast in the 200 year historical period. A multidisciplinary program has now demonstrated that they have occurred in the past and that elastic strain is accumulating toward future fault rupture. Paleoseismic evidence includes abruptly submerged intertidal coastal marshes and turbidite layers from widespread deep sea landslides. The interval between past great earthquakes average about 500 years but have been irregular; the last was 300 years ago. Repeated precise geodetic measurements show the shortening and buckling of the coastal region expected for a locked subduction thrust fault. The seismic zone is unusually narrow, limited to beneath the continental shelf, which reduces the hazard somewhat at inland cities. However, complete rupture, as suggested for the last great event, gives a magnitude of $M \approx 9$. Hyndman and Wang (1995).

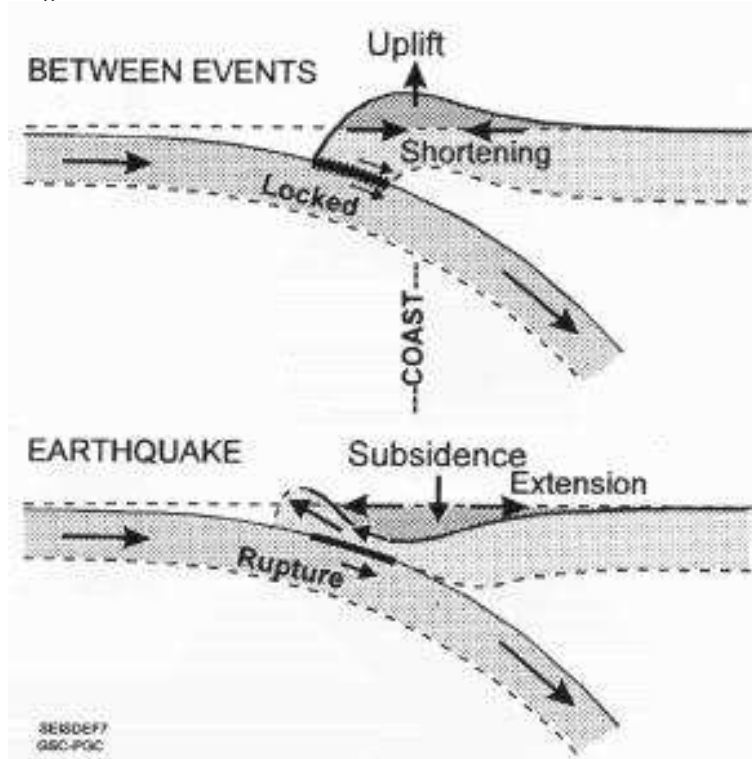
Figure 11.4 Seismogenic zone on the Pacific coast



11.4 Notes supplémentaires: Flexure de la lithosphère.

La lithosphère se comporte comme une plaque élastique. Cela a d'importantes conséquences pour les mécanismes d'évolution des marges continentales passives, des bassins sédimentaires intracontinentaux et des zones de

Figure 11.5 Mechanism of stress accumulation in a subduction zone



subduction. La rigidité de la plaque lithosphérique permet également d'expliquer la formation des bassins d'avant-pays. A grande échelle, on peut considérer que la lithosphère est analogue à une poutre ou à une barre. Si une charge est placée sur la poutre, celle-ci va s'infléchir. Cette inflexion peut s'observer à proximité des îles océaniques (seamounts) et peut servir à déterminer l'épaisseur de la lithosphère élastique. De même, sous la charge de sédiments déposés à la surface, la lithosphère fléchit, ce qui tend à élargir les bassins sédimentaires. Dans le cas des seamounts et des bassins sédimentaires, la rigidité de la lithosphère augmente lorsque la lithosphère se refroidit. On peut également calculer le profil d'équilibre d'une barre qui s'infléchit sous son propre poids (analogue à la lithosphère océanique qui s'enfonce dans le manteau). Les calculs prédisent que le rayon de courbure de la barre est grand (plusieurs centaines de km) et dépend évidemment de la rigidité de la barre (cad de la température). Ceci permet d'expliquer que le plancher océanique

est souvent soulevé de plusieurs centaines de m en amont des zones de subduction.

En pratique, la rigidité de la plaque lithosphérique se mesure par la rigidité flexurale, D :

$$D = \frac{Eh^3}{12(1 - \sigma^2)} \quad (11.1)$$

où E est le module de Young de la lithosphère, σ le coefficient de Poisson, et h l'épaisseur de la plaque élastique. La rigidité flexurale s'exprime en $N.m$, c.a.d. a les dimensions d'un moment d'une force. Elle mesure la résistance de la plaque aux moments des forces qui lui sont appliquées. Le module de Young, E , mesure la résistance à l'élongation d'une barre soumise à tension T :

$$\frac{\Delta l}{l} = \frac{T}{E} \quad (11.2)$$

Le coefficient de Poisson σ mesure le rapport du raccourcissement transverse à l'élongation dans une barre en tension:

$$\frac{\Delta d}{d} = -\sigma \frac{\Delta l}{l} = -\sigma \frac{T}{E} \quad (11.3)$$

Le coefficient de Poisson d'un solide varie entre 0 et 0.5. La rigidité flexurale de la lithosphère océanique est de l'ordre de $10^{24} - 10^{25} N.m$.

L'échelle de longueur pour la déflexion de la lithosphère est déterminée par la longueur d'onde de la déflexion, λ :

$$\lambda = 2\pi \left(\frac{4D}{g(\rho_m - 1)} \right)^{1/4} \quad (11.4)$$

avec ρ_m densité du manteau et g l'accélération due à la gravité. Si D est petit, la longueur d'onde est courte et la compensation est locale (Airy); si D est très grand, la longueur d'onde devient grande, il n'y a pas compensation.

12

Collision continentale

12.1 Zones de convergence 2: Collision continentale

Les Alpes, la chaîne de Zagros en Iran et les Himalayas montrent différents stades de la collision continentale. Dans le cas des Alpes, la collision continentale est inachevée et les continents africains et européens ne convergent plus bien que les deux continents ne sont pas vraiment entrés en contact. Toutefois, l'Italie est un promontoire du continent africain qui a été accrété à l'Europe. La "suture" entre terrains européens et africains se fait à la ligne insubrique à peu près le long de la frontière entre Suisse et Italie. Dans l'Himalaya, la collision de l'Inde avec l'Asie est profonde. L'Inde s'est enfoncée de plus de 2000km à l'intérieur de l'Asie et la convergence continue aujourd'hui.

La marge Sud de l'Eurasie a été active pendant au moins 150 Ma avec la subduction de Thétys et l'accrétion des terrains qui aujourd'hui forment le plateau du Tibet. L'Inde s'est détachée du supercontinent à ca 80Ma. Cet événement précède l'emplacement des Deccan traps (65Ma), un énorme plateau de basaltes au sud ouest du bouclier indien. La convergence entre l'Inde et l'Asie et la disparition de Thétys a été très rapide et le début de la collision date de 50Ma. Depuis, la plaque indienne continue de pénétrer en Asie mais à vitesse réduite de moitié.

Les ophiolites sont exposées le long de la suture de l'Indus-Zaskar, juste au Nord de la haute chaîne de l'Himalaya. Au Sud de la suture, les failles majeures (Main Frontal Thrust, Main Boundary thrust, et Main Central Thrust) sont des failles de chevauchement inclinées vers le Nord. Au Nord de la suture apparaissent les grandes intrusions de granite (<30Ma). Le plateau du Tibet est compris entre les failles de Karakorum et d'Altyn-Tag, une grande faille de décrochement gauche. L'Indochine semble être

Figure 12.1 Collision des plaques indiennes et arabes à la marge sud de l'Eurasie.

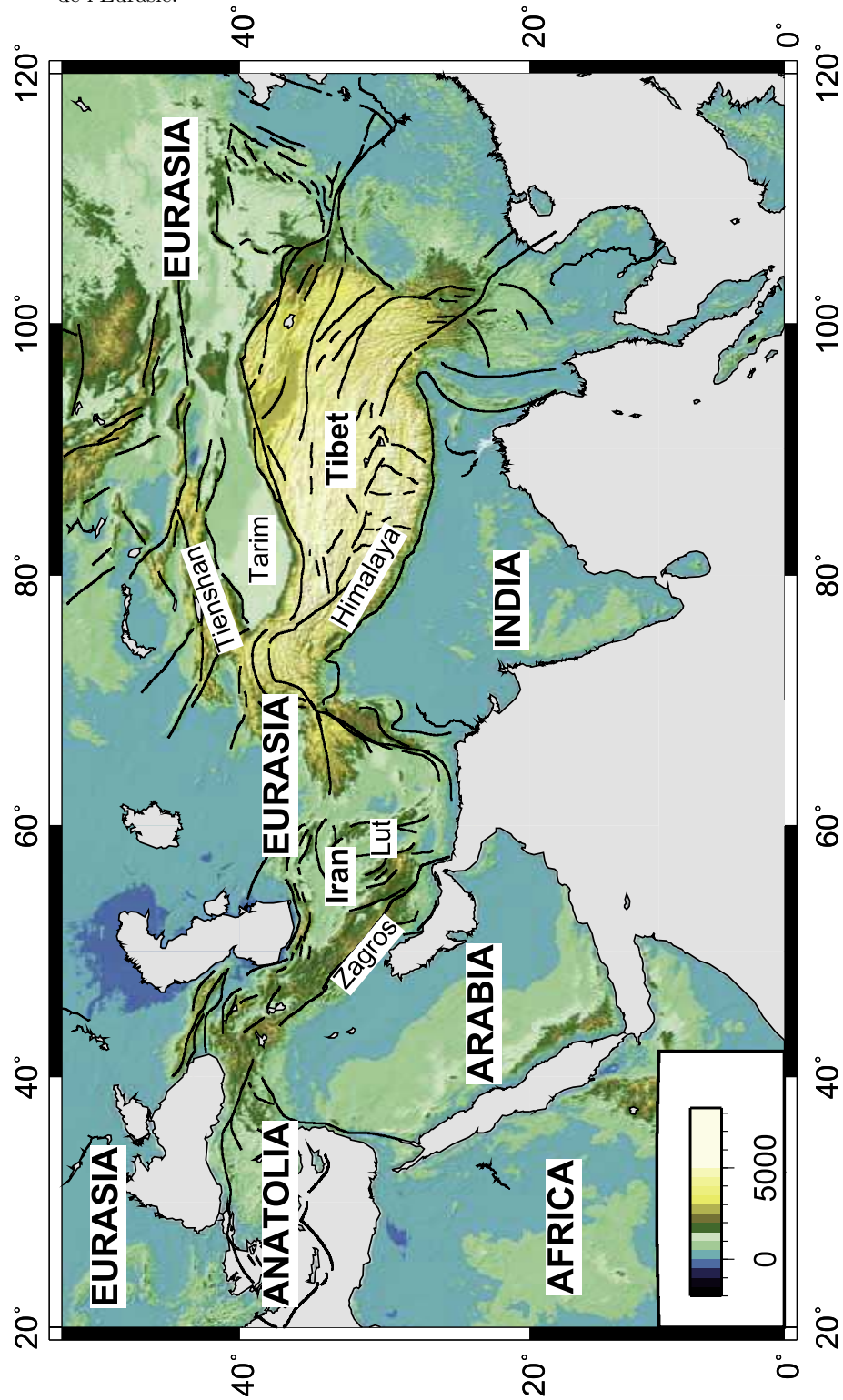
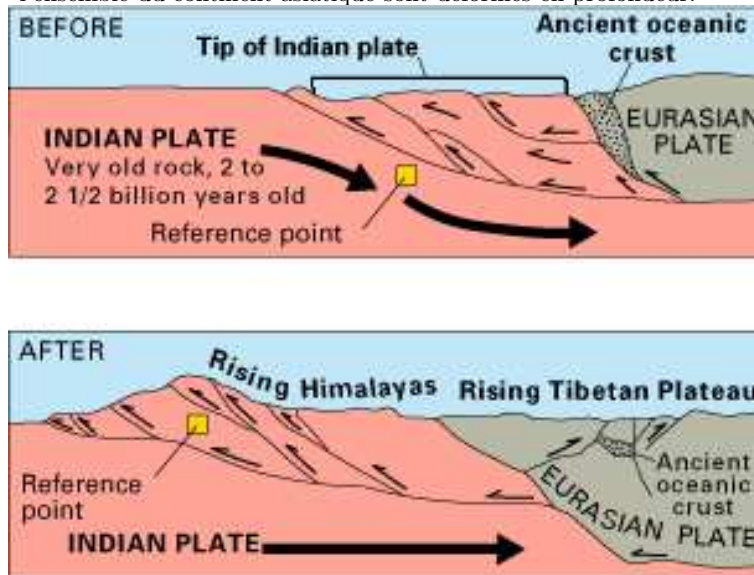


Figure 12.2 La collision himalayenne. Dans la partie Sud de la chaîne himalayenne, le socle indien n'est pas déformé, tandis que le socle et l'ensemble du continent asiatique sont déformés en profondeur.



un bloc de l'Asie écarté par l'intrusion de l'Inde et aujourd'hui le plateau du Tibet semble aussi être expulsé latéralement par la poussée de l'Inde. L'anisotropie sismique sous le plateau du Tibet est compatible avec cette extrusion. Les modèles réduits de la pénétration d'un poinçon dans une plaque reproduisent assez bien les styles de déformation dans le continent (Molnar and Tapponnier, 1975). L'épaississement de la croûte fournit un autre source de contraintes qui pourraient expliquer les déformations en Asie (England and McKenzie, 1982).

Figure 12.3 Reconstruction des positions de la plaque indienne et arabe depuis 56Ma

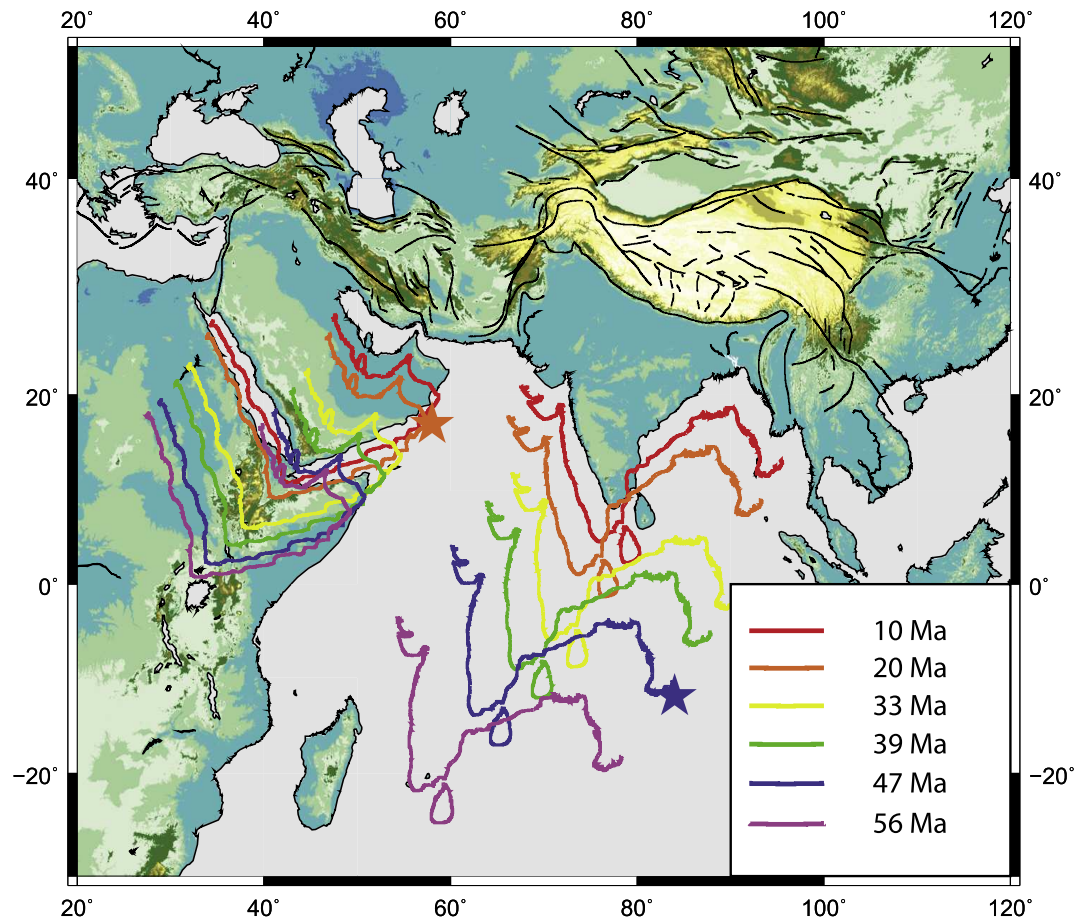
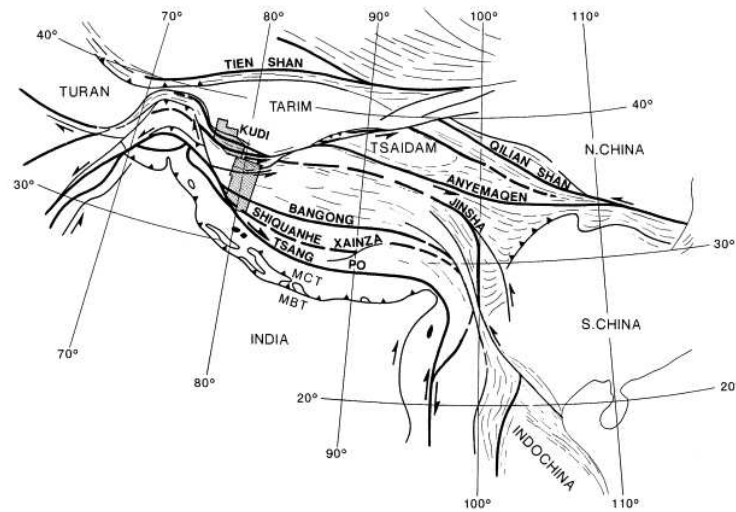


Figure 12.4 Les failles principales dans l'Himalaya et le plateau du Tibet

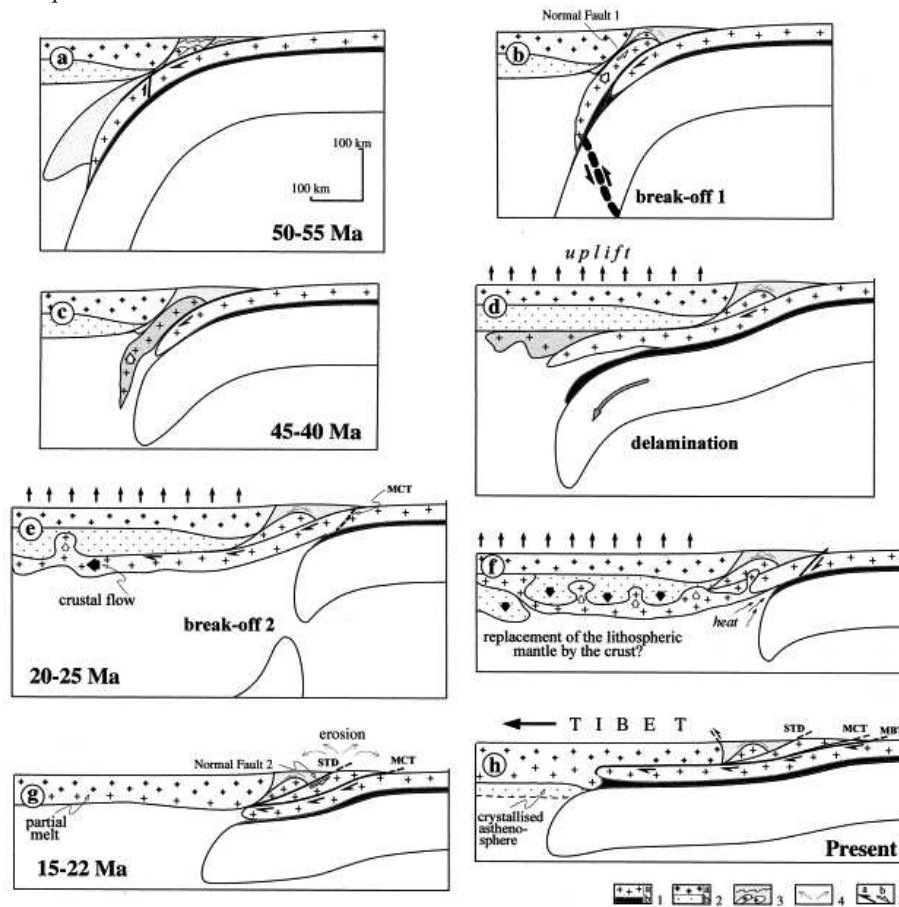


Le soulèvement du plateau du Tibet a eu lieu assez récemment. La tomographie sismique semble indiquer un manteau chaud qui serait compatible avec les modèles de type délamination du manteau lithosphérique pour expliquer ce soulèvement. Aujourd'hui, il y a de nombreux signes d'extension dans le plateau du Tibet.

Les mesures géodésiques (mesures répétées de GPS et interférométrie à grande ligne de base) démontrent que des déformations importantes se produisent aujourd'hui en Chine (Zhang et al., 2004, e.g.).

Les montagnes rocheuses aujourd'hui et certaines portions des Appalaches sont un exemple de "tectonique superficielle" (*thin skinned tectonics*) où les déformations sont confinées dans la partie chevauchante de la croûte et laissent le socle intact. Les déformations profondes en Asie aujourd'hui et des orogènes tels l'orogène de Grenville démontrent une tectonique profonde (*thick skinned tectonics*) où le socle est profondément déformé.

Figure 12.5 Un des nombreux modèles proposés pour l'évolution du plateau tibétain



12.2 Himalaya. Tibetan plateau

Some questions

- 2 contradictory approaches in modeling stress field on large scale. Rigid blocks (e.g. (Molnar and Tapponnier, 1975, 1978)) vs continuum mechanics (e.g. (England and McKenzie, 1982; Houseman and England, 1986)).
- Related to rheology of lithosphere (e.g. (Maggi et al., 2000)) and thermal control (e.g. (Huerta et al., 1998)).

- Link between uplift and exhumation on one side and structure of mantle revealed by seismology on the other ((Priestley et al., 2006, 2008))
- Link between erosion and uplift (e.g. (England and Molnar, 1990; Molnar et al., 2010)). Chicken and egg question?

13

Evolution tectonique des planètes internes

13.1 Propriétés des planètes internes

Les planètes internes sont Mercure, Venus, Terre, Mars. Elles ont une composition relativement semblable à celle de la Terre, contrairement aux planètes externes dont l'enveloppe gazeuse est beaucoup plus importante. Parmi les planètes internes, seule la Terre a un satellite, dont la masse est relativement importante. Mars a deux minuscules satellites. Toutes les grandes planètes externes ont des satellites.

Les mesures astronomiques ont permis de déterminer un certain nombre de propriétés de planètes internes (masse, densité, moment d'inertie). Parmi celles ci, la densité moyenne et le moment d'inertie sont importants. La densité moyenne est un indicateur de la composition. Le moment d'inertie indique si la planète est homogène ou stratifiée.

Le moment d'inertie de Mars indique que Mars a un noyau dense. Le moment d'inertie de Venus est inconnu, mais il est vraisemblable que Venus a également un noyau. La Terre est la seule des planètes internes à avoir un champ magnétique. Ni Venus, ni Mars n'ont un champ magnétique aujourd'hui. Cependant, la croûte martienne est magnétisée et il est vraisemblable que Mars a eu un champ magnétique dans le passé [Connerney et al., 1999].

13.2 Atmosphère et Climat

Le climat des planètes ne dépend pas que de la distance au soleil et de la radiation solaire mais dépend de façon critique de la présence d'une atmosphère et de sa composition. La température d'équilibre avec le rayonnement solaire est la température de *corps noir*. C'est la température

Table 13.1 *Propriétés physiques générales*

	Masse (kg)	Rayon (km)	Densité (g cm ⁻³)	I †	g (m s ⁻²)	Jour	Année
Terre	5.98×10^{24}	6,371	5.5	0.335	9.8	1	1
Lune	7.41×10^{22}	1,738	3.4	0.4	1.6	28	
Venus	4.87×10^{24}	6,052	5.3	? &	8.9	243	0.61
Mars	6.5×10^{23}	3,397	4.0	0.365	3.7	1.025	1.88

† Il s'agit du moment d'inertie réduit, c'est-à-dire divisé par $M \times a^2$. (M est la masse et a le rayon). Pour une sphère homogène, le moment d'inertie réduit est 0.4

‡ La période de rotation de la lune est égale à la période de son orbite autour de la Terre, de telle sorte que la lune présente toujours la même face à la Terre

& Parce que la surface de Vénus n'est pas visible, il est difficile de bien mesurer sa rotation et le moment d'inertie est longtemps resté inconnu. Des mesures récentes de marée planétaire (i.e. déformations de la planète induites par le champ de gravité solaire) suggèrent que Vénus a un noyau comparable à celui de la Terre.

Table 13.2 *Conditions à la surface des planètes internes*

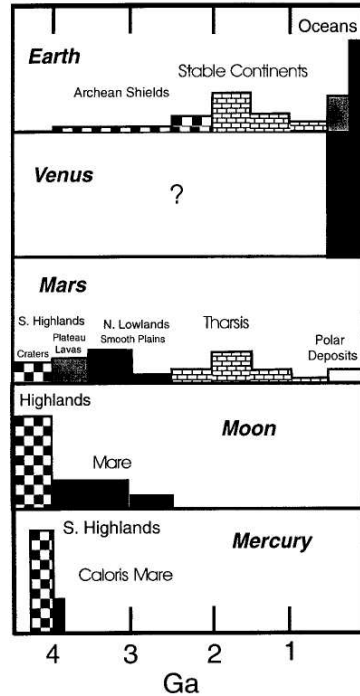
	T surface (°C)	T Corps noir (°C)	P atmosphérique	variations température	composition atmosphère
Terre	20	-15	0.1 MPa	annuel, journalier	N ₂ , O ₂
Lune	-15	-15	0	journalier	-
Venus	460	15	10 MPa	-	CO ₂ , H ₂ O
Mars	-55	-60	600 Pa	annuel, journalier	N ₂

moyenne à la surface de la lune qui n'a pas d'atmosphère. L'atmosphère légère de Mars ne modifie que très légèrement la température de surface. Par contre la Terre est nettement plus chaude parce qu'une fraction du rayonnement est piégée dans son atmosphère. Cet "effet de serre" est absolument dramatique sur Vénus qui a une atmosphère très lourde de vapeur d'H₂O et de CO₂. L'atmosphère et l'hydrosphère atténuent les variations journalières et saisonnières de la température à la surface des planètes.

Figure 13.1 Age apparent de la surface des planètes calculé à partir du nombre de cratères

Ages of Planetary Surfaces

Estimated from Cratering Densities



13.3 Age apparent de la surface

L'âge apparent de la surface des planètes est calculé à partir du nombre de cratères de météorites en tenant compte des variations de flux de météorites au cours du temps. Celles-ci ont été établies grâce aux études sur la Lune qui ont montré que le flux a été très élevé entre 4.2 et 3.6 Ga. Ce sont les processus internes (essentiellement le volcanisme) qui forment les roches de surface. Les processus de surface (érosion et sédimentation) modifient la surface et l'âge apparent. La surface de la Lune est la plus simple avec formation des roches de la surface entre 4.5 et 3.2 Ga sans recyclage ni modification de cette surface.

Sur Terre, les 3/4 de la surface ont moins de 200 Ma. Les cratères

Table 13.3 Age de la surface des planètes internes

	Maximum	Minimum
Terre	4 Ga	0
Lune	4.5 Ga	3.8 Ga
Venus	600 Ma	400 Ma
Mars	4.5 Ga	1000 Ma

de météorites sur les boucliers sont difficilement identifiables parce que la surface a été modifiée par érosion, sédimentation et parfois par la tectonique.

Sur Mars, on voit d'importantes variations de l'âge de la surface et la géologie de Mars a permis de reconnaître des provinces volcaniques dont l'âge varie entre $>4\text{Ga}$ et $\approx 1\text{Ga}$ et des provinces sédimentaires. Il y a aussi évidence qu'il y a eu de l'érosion sur Mars, bien qu'aujourd'hui l'atmosphère soit légère et que l'eau n'existe que sous forme de glace près des pôles.

Il faut noter que la surface n'est pas visible à cause de l'atmosphère très dense. Elle a été observée depuis la Terre par radar et à partir de satellites dans plusieurs gammes spectrales. Sur Vénus, l'âge de la surface semble uniformément jeune $<600\text{Ma}$ et suggère que la surface a été dramatiquement remplacée il y a 600Ma . Le volcanisme récent s'est fait sur une surface qui n'est pas recyclée [Scharber et al., 1992].

13.4 Gravité et Topographie

Les anomalies de gravité sur la lune et les planètes ont été mesurées à partir des orbites de satellites¹. Les mesures à partir de satellites permettent aussi une bien meilleure résolution de la topographie, même pour la face non cachée de la Lune (mission CLEMENTINE).

La distribution de topographie sur Terre est bimodale: un mode correspond aux bassins océaniques et l'autre aux continents. Les variations de l'anomalie de Bouguer s'expliquent par la compensation isostatique, principalement au niveau croûte-manteau.

¹ NASA avait envoyé un gravimètre sur la Lune qui malheureusement ne permettait de mesurer des valeurs aussi élevées que celles qui se trouvaient dans la région d'allunissage de l'instrument.

La topographie de la Lune est très marquée, avec des bassins circulaires relativement plats (Marae) entourés d'anneaux escarpés. Les échantillons ramenés par les missions Appolo ont été datés et des âges allant jusqu'à 4.5 Ga ont été obtenus. De très fortes anomalies positives de la gravité ($>500\text{mGal}$), appelées parfois "mascons", sont associées avec certains bassins [Zuber *et al.*, 1994]. La croûte de la lune semble s'être stabilisée entre 3.8 et 3.2 Ga après une période d'intenses bombardements météoritiques. La lune est le seul objet pour lequel nous avons quelques données sismiques, car des sismomètres ont pu y être déposés. Les enregistrements sismiques suggèrent une croûte basaltique d'épaisseur très variable mais en moyenne assez épaisse (60-80km).

Sur Mars, il y a un contraste entre la partie nord (plate et basse) et la partie sud de la planète. On peut voir la même distribution bimodale que sur Terre. Le mont Olympus est un volcan de 28km de hauteur qui fait partie d'un très large édifice volcanique, le bombement de Tharsis (Tharsis bulge). La mission MOLA (Mars Orbiter Laser Altimetry) a fourni des images extraordinairement précises et détaillées de la topographie de Mars (Figure 13.2). Elle aussi permis de déterminer avec plus de précision le champ de gravité. A partir de ces données combinées, il a été possible de calculer l'épaisseur de la croûte sur Mars (Figure ??) [Zuber, 2001].

Sur Vénus, il y a quelques chaînes avec topographie élevée, mais la topographie n'est pas bimodale. Sur toutes les planètes, la corrélation entre la topographie et les anomalies de Bouguer est négative indiquant qu'il y a un certain degré de compensation isostatique. La profondeur de compensation isostatique semble assez grande sur Vénus, ce qui suggère que la topographie est supportée dynamiquement.

Figure 13.2 Topographie des hémisphères sud et nord de Mars. La topographie de Mars montre une dichotomie entre la partie nord dont la surface est plus jeune et lisse et la partie sud beaucoup plus impactée parce que plus ancienne.

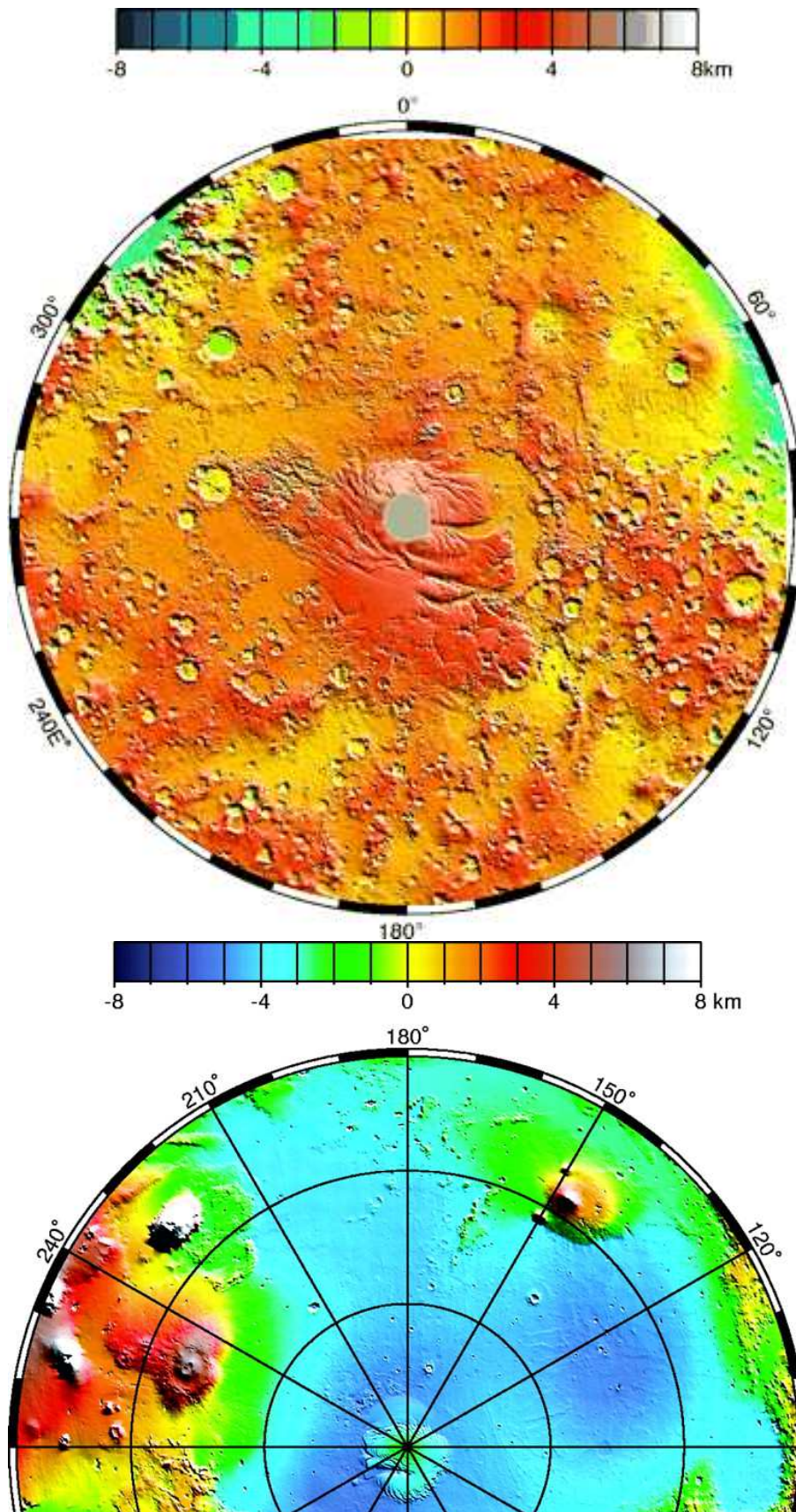
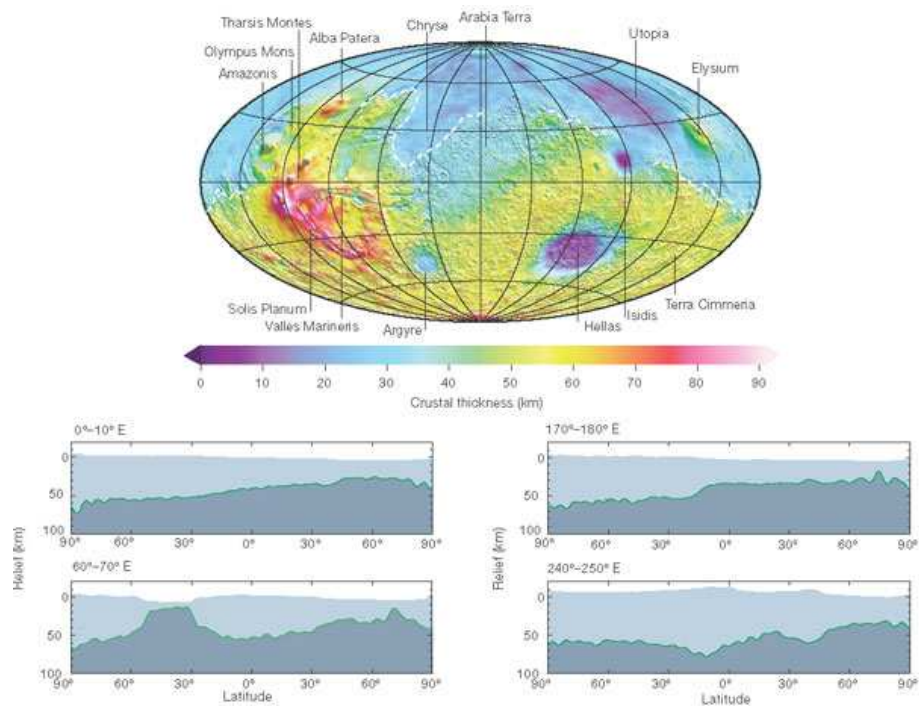


Figure 13.3 Carte de l'épaisseur de la croûte est estimée en supposant que la gravité est produite par la topographie et les variations d'épaisseur crustale. Les profils sont orientés S-N. On peut noter l'amincissement crustal sous Hellas et l'épaississement sous le bombement de Tharsis.



13.5 Activité et évolution tectonique

La Lune et Mars sont inactives aujourd'hui. Il y a une activité volcanique sur Vénus. Les bassins circulaires sur la lune sont des bassins d'épanchement volcanique suivant les impacts météoritiques. Il est clair qu'il n'y jamais eu de Tectonique des plaques sur la Lune.

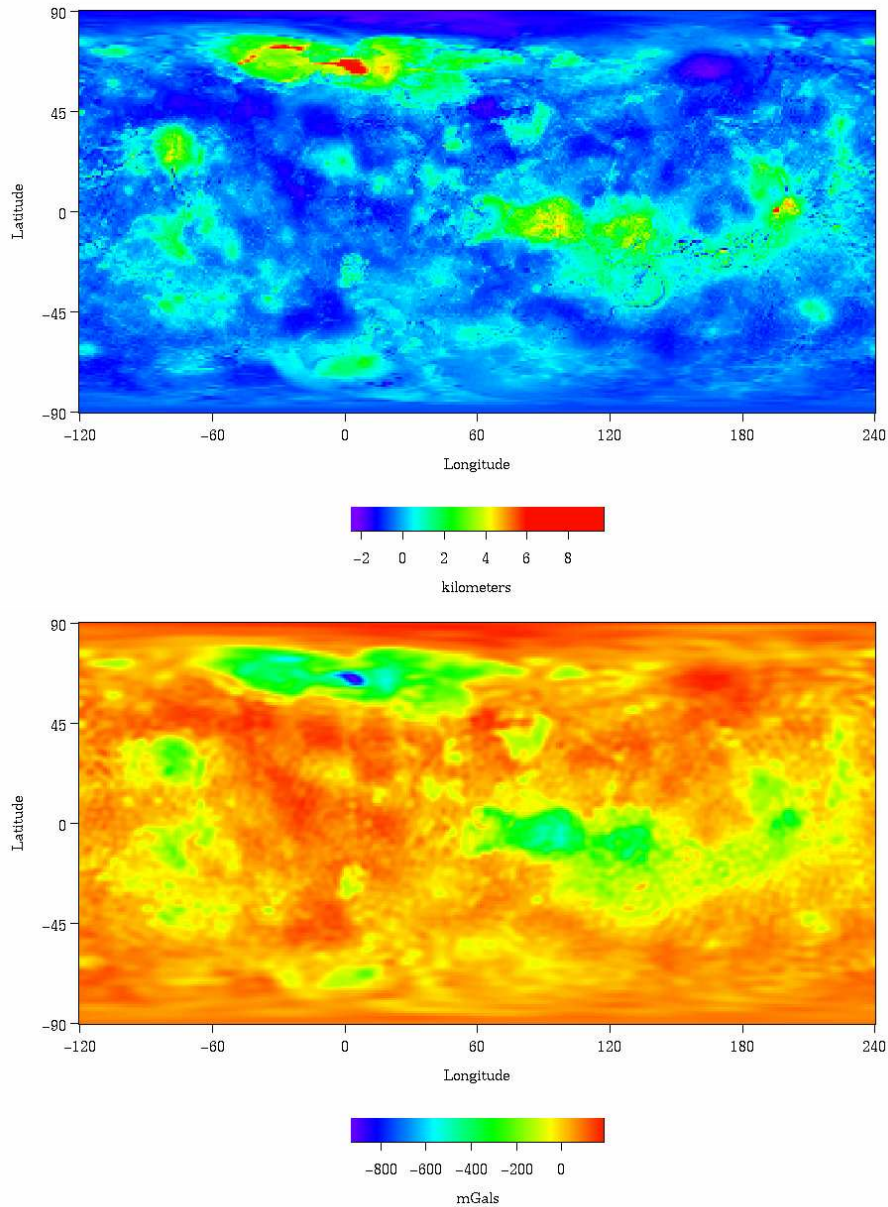
La partie nord de Mars qui est moins élevée, pourrait représenter un ancien bassin océanique. De plus, Mars a eu un champ magnétique dans le passé [Stevenson, 2001]. On y a reconnu des anomalies magnétiques linéaires. Il est donc possible que Mars ait connu un épisode de tectonique des plaques qui se serait arrêté lorsque la planète s'est suffisamment refroidie après 3.5Ga [voir p. ex. le scénario proposé par Sleep, 1994].

Vénus qui est la planète la plus semblable à la Terre semble avoir subi une tectonique tout à fait différente. La planète est encore très active avec de nombreux volcans, mais on n'a pas reconnu l'équivalent des bassins océaniques. Il semble donc qu'il n'y a pas de tectonique des plaques sur Vénus. Par contre, la surface assez jeune indique un renouvellement quasi total il y a 500 Ma. Il y aurait donc eu un épisode de subduction généralisée avec destruction et remplacement de toute la croûte vénusienne. Par ailleurs, Vénus n'a pas de champ magnétique. Comme le moment d'inertie de Vénus est inconnu, il a été longtemps impossible d'assurer que Vénus a un noyau. Toutefois, les mesures des marées de la planète solide ont été effectuées durant la mission Magellan. Ces mesures suggèrent un noyau semblable au noyau terrestre. L'absence de champ magnétique n'implique pas nécessairement que ce noyau est solide, mais peut-être que le noyau interne n'a pas encore commencé à se former.

13.6 Le système Terre-Lune. Origine de la Lune

Il y a un ralentissement séculaire de la rotation de la Terre. Ce ralentissement s'explique par les interactions à travers les marées entre la Terre et la Lune. La Lune induit des marées qui ne sont retardées par la friction dans les mers peu profondes. Cette différence de phase entre l'accélération de la gravité et la marée cause un transfert de moment cinétique de la Terre à la Lune. La vitesse de rotation de la Terre diminue tandis que la Lune accélère. Il y a ainsi transfert de moment cinétique de la Terre à la Lune. Une partie de l'énergie est de rotation est convertie

Figure 13.4 Images de la topographie et du champ de gravité de Venus. Il s'agit des variations de grandes longueurs d'onde. Des images locales plus détaillées de la topographie qui montrent de nombreux volcans sont maintenant disponibles.



en chaleur par la friction. A mesure que la rotation de la Lune accélère, elle s'éloigne de la Terre.

Ceci repose la question de l'origine de la Lune. La Lune devait être beaucoup plus proche de la Terre dans le passé qu'à présent,

Trois hypothèses ont été proposées pour l'origine de la Lune.:

- La Lune et la Terre se sont formées dans des régions distinctes du système solaire et la Lune a été "capturée" par la Terre.
- La Lune et la Terre se sont formées en même temps et dans la même région du système solaire. Le système binaire existe et a évolué depuis la formation des planètes.
- La Terre s'est formée et la Lune a été "arrachée" à la Terre peu après sa formation.

Le consensus semble se porter vers une combinaison des deux dernières hypothèses. La Lune aurait été arrachée à la Terre par l'impact d'un météore géant (un corps de la taille de Mars) à la fin l'accrétion de la Terre alors que le manteau et le noyau étaient déjà séparés. Cela impliquerait que la composition de la Lune est proche de celle du manteau terrestre plutôt que de celle de la Terre entière (ce qui explique que le noyau est très petit). La perte d'éléments volatiles suivant l'impact explique aussi pourquoi la Lune est appauvrie en ces éléments (e.g. le rapport K/U est moins élevé que sur Terre).

13.7 Conclusion

C'est le mode de refroidissement qui détermine le style tectonique. Les petites planètes ont une production de chaleur faible et se refroidissent rapidement. L'activité tectonique s'arrête rapidement. C'est le cas de la Lune, inactive depuis 3 Ga, et de Mars, apparemment inactive aujourd'hui et où l'activité est faible depuis 3Ga et la seule activité importante plus récente semble être le volcanisme dans la région de Tharsis (1 Ga).

Par contre, on comprend toujours mal pourquoi la Terre et Vénus, qui ont une taille et une composition très semblables ont évolué si différemment.

13.8 Lois de conservation

Le moment d'inertie d'un corps solide par rapport à un axe est défini par

$$I = \int \int \int \rho(\bar{R}) r^2 dV \quad (13.1)$$

où r est la distance à l'axe d'inertie. (C'est donc la somme des produits des masses par le carré de leurs distances à l'axe).

Pour un solide en rotation, il faut que l'énergie de rotation et le moment de la quantité de mouvement (moment cinétique) soient conservés. Si ω est la vitesse angulaire de rotation, l'énergie de rotation est égale à $I\omega^2/2$ où I est le moment d'inertie par rapport à l'axe de rotation. Le moment cinétique est un vecteur parallèle à l'axe de rotation de longueur $I\omega$.

Durant les récents épisodes glaciaires, la redistribution de masse à la surface de la Terre a changé le moment d'inertie de la Terre. Durant les glaciations, le moment d'inertie était moindre, et la rotation plus rapide. A la déglaciation, l'augmentation du moment d'inertie a causé une décélération de la rotation.



Remarques finales

Lors de la formulation de la théorie de la tectonique des plaques, de nombreux géologues, à l'instar des géologues soviétiques, ont soulevé l'objection que la théorie s'appliquait surtout aux océans et expliquait mal l'évolution des continents. L'objection que la tectonique des plaques ne fonctionnait pas au précambrien ou surtout durant l'Archéen parce que la Terre aurait été plus chaude persiste toujours.

La concept du *cycle de Wilson* qui remplaçait et expliquait le mystérieux cycle géosynclinal répondait à la première objection. C'est aux marges (actives ou passives) des continents et aux frontières de plaque que se produit la quasi totalité de l'activité géologique. Les vestiges de l'activité passée se trouvent aujourd'hui à l'intérieur des continents. Les terrains allochtones n'étaient pas prévus par la tectonique des plaques, mais leur existence s'explique et rentre dans le cadre de la tectonique des plaques. Leur découverte le long des marges actives a permis d'expliquer de nombreuses observations, y compris dans les provinces précambriennes.

L'observation de zones de subduction fossiles dans le manteau a permis de démontrer que la tectonique des plaques opérait à la fin de l'Archéen et a vraisemblablement opéré pendant la plus grande partie de l'histoire de la Terre. La découverte de minéraux (zircons détritiques) âgés de ≈ 4.4 Ma suggère que la croûte continentale a commencé à se former dès le début de l'histoire de la Terre. Ceci est confirmé par des anomalies d'isotopes extincts. La question reste de savoir comment les cratons se sont stabilisés et comment le volume de croûte continentale a évolué au cours du temps.

Le concept de plaque a permis d'évoluer et découvrir une tectonique est infiniment plus complexe que le modèle simplifié de plaque rigide avec des frontières bien marquées. Les techniques de géodésie spatiale

permettent de mesurer comment la déformation est distribuée autour de frontières diffuses.

Il reste aussi à mieux comprendre les interactions entre la surface de la Terre, les plaques et le manteau. Les mouvements verticaux et sans déformation à l'intérieur des plaques ne sont pas prévus mais ne sont pas contradictoires avec une tectonique entraînée par la convection du manteau.

Une autre question reste celle des interactions entre la dynamique interne et l'évolution de la circulation océanique et atmosphérique, la composition de l'atmosphère, et le climat. Quelles sont les interactions entre climat, tectonique et érosion? Quel est le rôle de la disposition des continents dans les cycles climatiques. Comment la tectonique modifie la composition de l'atmosphère et des océans.

La Terre est la seule planète où la tectonique des plaques semble opérer. D'autres planètes semblent avoir un régime complètement différent. Dans quelle mesure la présence de fluide et le recyclage de volatiles dans les zones de subduction influencent-ils la dynamique du manteau?

Appendix A

Anomalies de gravité.

L'accélération de la gravité est mesurée en m s^{-2} . Elle est de l'ordre de 9.78 m s^{-2} à l'équateur et de 9.83 m s^{-2} au pôle. L'unité pratique en géophysique est le mGal (milligal) 10^{-5} m s^{-2} .

Le champ de gravité terrestre varie en fonction de la latitude, de l'altitude, et de la densité des roches. Pour éliminer les effets de la latitude et de l'altitude, on réduit le champ mesuré au niveau de la mer et on le compare au champ de gravité théorique au niveau de la mer.

La valeur théorique du champ de gravité au niveau de la mer est donné par la formule:

$$g_0 = 9.7803185(1. + 0.005278895 \sin^2 \lambda + 0.000023462 \sin^4 \lambda) \quad (\text{A.1})$$

où λ est la latitude. La différence entre le champ réduit au niveau de la mer et le champ théorique est l'anomalie de gravité. Il existe différentes façons de réduire le champ au niveau de la mer qui permettent de définir l'*anomalie d'air libre* et l'*anomalie de Bouguer*.

L'*anomalie d'air libre* est calculée en ajoutant au champ mesuré une correction pour l'altitude H:

$$g_{AL} = g_{mes} + 0.3086H - g_{theor} \quad (\text{A.2})$$

où H est l'altitude en m et g est mesuré en mGal.

L'*anomalie de Bouguer* tient aussi compte de la masse des roches entre la surface de mesure et le niveau de la mer:

$$g_B = g_{mes} + 0.3083H - 0.04191\rho H - g_{theor} \quad (\text{A.3})$$

où ρ est la densité moyenne des roches en Mg m^{-3} . La valeur standard de la densité pour la correction de Bouguer est 2.67 Mg m^{-3}

En général l'anomalie de Bouguer est négativement corrélée avec la

topographie tandis que l'anomalie d'air libre est indépendante de la topographie. Cette observation a donné lieu au concept d'isostasie. Le géoïde est une surface équipotentielle qui correspond au niveau moyen de la mer. Notez que le champ de gravité varie sur cette surface.

A.1 Rhéologie

Un solide élastique ne peut se déformer de façon permanente. La déformation est proportionnelle à la contrainte et le solide retrouve son état initial en l'absence de contrainte. Par contre un fluide se déforme sous la contrainte et il ne retrouvera pas son état initial quand la contrainte n'est plus appliquée.

A.1.1 Loi de Byerlee

La seule déformation permanente pour un solide est la fracture (régime cassant, *brittle*). Un matériel se fracture lorsque la contrainte de cisaillement sur un plan de fracture excède la friction le long du plan. Les expériences ont montré que cette limite ne dépend que de la pression (contrainte normale) et est indépendante de la composition des roches. La loi de Byerlee donne la valeur de la contrainte de cisaillement nécessaire σ_s pour qu'il y ait mouvement sur une fracture:

$$\sigma_s = \alpha(\sigma_n - P_f) \quad (\text{A.4})$$

où σ_n est la contrainte normale, P_f est la pression de fluide et

$$\alpha \approx 0.8 \quad \sigma_n < 200 \text{ MPa}$$

$$\alpha \approx 0.6 \quad \sigma_n > 200 \text{ MPa}$$

Le gradient de pression lithostatique est à peu près 30 MPa km^{-1} . La pression de fluide est souvent égale à la pression hydrostatique (10 MPa km^{-1}).

A.1.2 Déformation continue des roches

Dans un fluide, la déformation ϵ augmente tant que la contrainte σ est appliquée. Le cas le plus simple est le cas du fluide newtonien pour lequel:

$$\sigma = \nu \dot{\epsilon} \quad (\text{A.5})$$

Le taux de déformation est donc proportionnel à la contrainte. La constante de proportionnalité ν est la viscosité du fluide.

En fait, le taux de déformation $\dot{\epsilon}$ dépend de la composition, de la température, et de la contrainte σ ; en première approximation, l'effet de la pression est souvent négligé. Les lois de déformation sont donc du

type:

$$\dot{\epsilon} = A\sigma^n \exp(-H/RT) \quad (\text{A.6})$$

$$\sigma = \left(\frac{\dot{\epsilon}}{A}\right)^{1/n} \exp(H/nRT) = \frac{\dot{\epsilon}^{(1/n-1)}}{A^{1/n}} \dot{\epsilon} \exp(H/nRT) \quad (\text{A.7})$$

où A , n , et l'enthalpie d'activation H sont des constantes dépendant de la composition. $R = 8.3144 \text{ J mol}^{-1} \text{ K}^{-1}$ est la constante des gaz, T est la température thermodynamique. Dans la croûte $n \approx 3$ tandis que dans le manteau $n = 1$ (fluide newtonien).

A.2 Unités

Les grandeurs physiques sont mesurées dans le système international d'unités (SI). Les trois unités fondamentales sont l'unité de longueur (m), de masse (kg) et de temps (s). Toutes les autres unités mécaniques en sont dérivées. Pour compléter le système d'unité, il faut aussi inclure l'unité thermodynamique de température K et l'unité de courant électrique A. Les unités les plus importantes en géologie sont:

- Vitesse: $m\ s^{-1}$
- Accélération: $m\ s^{-2}$. L'unité pratique pour mesurer les variations de l'accélération due à la gravité est le $mgal = 10^{-5}m\ s^{-2}$. On utilise parfois l'unité de gravité $g.u. = 10^{-6}m\ s^{-2}$.
- Force N ($N = kg \times m\ s^{-2}$).
- Pression = ($Pa = N\ m^{-2}$). Les contraintes sont mesurées en Pa. Le gradient de pression dans la croûte est $\approx 30MPa\ km^{-1}$. Il est recommandé de remplacer les unités archaïques telles que le $kbar = 100MPa = 10^8Pa$.
- Travail, énergie, chaleur: $J = N \times m$. Il est recommandé de remplacer les unités archaïques telles $1cal = 4.18J$
- Puissance: $W = J\ s^{-1}$
- Flux d'énergie: $W\ m^{-2}$. On voit parfois les anciennes unités pour mesurer le flux de chaleur ($h.f.u. = \mu cal\ cm^{-2} = 41.8mW\ m^{-2}$).

Certaines relations entre unités permettent de mieux saisir ce qu'elles représentent. Ainsi, on peut constater que l'énergie potentielle $kg \times m\ s^{-2} \times m$ et l'énergie cinétique $kg \times (m.s^{-1})^2$ ont bien les mêmes unités. De même, la pression ($1Pa = N\ m^{-2} = J\ m^{-3}$) représente une densité d'énergie (d'où la relation thermodynamique $dW = -PdV$).

Les forces tectoniques aux frontières de plaques qui sont souvent exprimées en $N\ m^{-1} = J\ m^{-2}$ représentent des différences d'énergie potentielle par unité de surface.

Index

- altimétrie, bathymétrie, 100
- anomalie
 - Bouguer, 15
- Anomalie de gravité, 25
- champ dipolaire, 82
- champ magnétique
 - variations séculaires, 85
- champ magnétique, champ dipolaire, 40
- collision continentale, 65
- contraintes principales, 78
- Contraintes
 - tenseur, contraintes principales, 77
- contraintes principales, 68
- cycle de Wilson, 65
- cycles de Wilson, 11
- dérive des continents, 7
- Echelle de Richter, 67
- effet Doppler, 96, 103
- expansion des fonds océaniques, 10
- Expansion des fonds océaniques (Sea Floor Spreading), 31
- faille transformante, 73
- faille transformante, 44
- faille, contrainte, rupture, 68
- failles transformantes, 44
- Flux de chaleur, 25, 39
- foyer, épicentre, 66
- géoïde, 96
- GPS, 97
- GRACE, 96
- Gravity
 - Free air, 107
- guyot, 24
- Hawaii, Islande, 63
- inclinaison, déclinaison, 85
- interférométrie, 103
- interférométrie radar, SAR, 100
- Inversion, 28, 30
- chronométrie, 33
- isostasie, 14
- lithosphère, asthenosphère, 18
- loi de Byerlee, 20
- mécanisme au foyer, contraintes principales, 70
- marge passive, 65
- moment sismique, 67
- onde P, onde S, 66
- pôle géomagnétique, pôle magnétique, 85
- paléomagnétisme, 87
- paléopôle, paléopôle virtuel, 89
- plancher océanique
 - age, 43
- plaque
 - cinématique, 51
 - rotation, 52
 - vitesse, 51
- point chaud, Hawaii, 61
- point triple, 53, 55
- points chauds
 - système de référence, 63
- rhéologie, 19
 - fluide newtonien, 19
 - non linéaire, 19, 21
- rhéologie, solide, fluide, 19
- rift, 65
- Sea floor
 - Ages, 110
 - Bathymetry, 111
- Seismic tomography, 132–135
- sismicité, 48, 67
- subduction, 68
- subduction, marge active, 65
- subduction, zone de Wadati-Benioff, 46
- tectonique des plaques, 46
- terrain allochtone, 92

thermorémanence, température de
Curie, température de blocage, 27
thermoremanence, 41
thermoremanence, température de
Curie, 85
VLBI, 98
zone de Wadati-Benioff, subduction, 75

References

- Allègre, C. 1996. *De la pierre a l'étoile*. Fayard.
- Allègre, C. 2010. *L'écume de la terre*. LGF.
- Argus, D. F., and Gordon, R. G. 1996. Tests of the rigid-plate hypothesis and bounds on intraplate deformation using geodetic data from very long baseline interferometry. *J. Geophys. Res.*, **101**, 13555–13572.
- Beaumont, C. 1981. Foreland basins. *Geophys. J. Int.*, **65**(May), 291–329.
- Beaumont, C., Jamieson, R. A., Nguyen, M. H., and Lee, B. 2001. Himalayan tectonics explained by extrusion of a low-viscosity crustal channel coupled to focused surface denudation. *Nature*, **414**, 738–742.
- Beaumont, C., Jamieson, R. A., Nguyen, M. H., and Medvedev, S. 2004. Crustal channel flows: 1. Numerical models with applications to the tectonics of the Himalayan-Tibetan orogen. *J. Geophys. Res.*, 6406–+.
- Bird, P. 2003. An updated digital model of plate boundaries. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 1–+.
- Bott, M. H. P. 1982. *The Interior Of The Earth*. Reprint edn. Edward Arnold.
- Bullen, K. E. 1984. *An Introduction to the Theory of Seismology*. 3 edn. Cambridge University Press.
- Cao, A., Romanowicz, B., and Takeuchi, N. 2005. An Observation of PKJKP: Inferences on Inner Core Shear Properties. *Science*, **308**, 1453–1455.
- Cazenave, Anny, and Feigl, Kurt. 1994. *Formes et mouvements de la Terre*. Belin.
- Clark, M. K., Bush, J. W. M., and Royden, L. H. 2005a. Dynamic topography produced by lower crustal flow against rheological strength heterogeneities bordering the Tibetan Plateau. *Geophys. J. Int.*, **162**(Aug.), 575–590.
- Clark, M. K., House, M. A., Royden, L. H., Whipple, K. X., Burchfiel, B. C., Zhang, X., and Tang, W. 2005b. Late Cenozoic uplift of southeastern Tibet. *Geology*, **33**, 525–+.
- Condie, Kent. 2004. *Earth as an Evolving Planetary System*. 1 edn. Academic Press.
- Condie, Kent C. 1997. *Plate Tectonics, Fourth Edition*. 4 edn. Butterworth-Heinemann.

- Cook, K. L., and Royden, L. H. 2008. The role of crustal strength variations in shaping orogenic plateaus, with application to Tibet. *J. Geophys. Res.*, **113**, 8407–+.
- Cook, F. (editor). 1995. The Southern Cordillera transect of LITHOPROBE (synthesis volume). *Can. J. Earth Sci.*
- Cox, A., and Hart, B. R. 1991. *Plate Tectonics: How It Works*. Wiley-Blackwell.
- Davies, G F. 1999. *Dynamic Earth: Plates, plumes, and mantle convection*. Cambridge, (U.K.): Cambridge University Press.
- England, P. 1983. Constraints on extension of continental lithosphere. *J. Geophys. Res.*, **88**, 1145–1152.
- England, P. 1993. Convective removal of thermal boundary layer of thickened continental lithosphere: A brief summary of causes and consequences with special reference to the Cenozoic tectonics of the Tibetan Plateau and surrounding regions. *Tectonophysics*, **223**(July), 67–73.
- England, P., and Houseman, G. 1985. Role of lithospheric strength heterogeneities in the tectonics of Tibet and neighbouring regions. *Nature*, **315**, 297–301.
- England, P., and Houseman, G. 1986. Finite strain calculations of continental deformation 2. Comparison with the India-Asia collision zone. *J. Geophys. Res.*, **91**(Mar.), 3664–3676.
- England, P., and Jackson, J. Active deformation of the continents. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*
- England, P., and McKenzie, D. 1982. A thin viscous sheet model for continental deformation. *Geophys. J. Int.*, **70**, 295–321.
- England, P., and Molnar, P. 1990. Surface uplift, uplift of rocks, and exhumation of rocks. *Geology*, **18**, 1173–+.
- England, P., and Molnar, P. 1997. Active Deformation of Asia: From Kinematics to Dynamics. *Science*, **278**, 647–+.
- England, P. C., and Houseman, G. A. 1988. The Mechanics of the Tibetan Plateau. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A*, **326**, 301–319.
- Feyerabend, Paul. 1975. *Against Method*. London: NLB.
- Fowler, C M R. 2005. *The solid Earth. An Introduction to Global Geophysics*. 2nd edn. Cambridge, (U.K.): Cambridge University Press.
- Gaudemer, Y., Tapponnier, P., and Jaupart, C. 1988. Thermal control on post-orogenic extension in collision belts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **89**, 48–62.
- Gordon, R. G. 1995. Plate motions, crustal and lithospheric mobility, and paleomagnetism: Prospective viewpoint. *J. Geophys. Res.*, **100**(Dec.), 24367–24392.
- Gordon, R. G., and Stein, S. 1992. Global tectonics and space geodesy. *Science*, **256**, 333–342.
- Grand, S P, van der Hilst, R D, and Widiyantoro, S. 1997. Global seismic tomography: a snapshot of convection in the Earth. *GSA Today*, **7**, 1–7.
- Hatzfeld, D., and Molnar, P. 2010. Comparisons of the kinematics and deep structures of the Zagros and Himalaya and of the Iranian and Tibetan

- plateaus and geodynamic implications. *Rev. Geophys.*, **48**(June), 2005–+.
- Houseman, G., and England, P. 1986. Finite strain calculations of continental deformation. I - Method and general results for convergent zones. II - Comparison with the India-Asia collision zone. *J. Geophys. Res.*, **91**, 3651–3676.
- Houseman, G., and England, P. 1993. Crustal thickening versus lateral expulsion in the Indian-Asian continental collision. *J. Geophys. Res.*, **98**, 12233–+.
- Houseman, G. A., McKenzie, D. P., and Molnar, P. 1981. Convective instability of a thickened boundary layer and its relevance for the thermal evolution of continental convergent belts. *J. Geophys. Res.*, **86**, 6115–6132.
- Huerta, A. D., Royden, L. H., and Hodges, K. V. 1996. The Interdependence of Deformational and Thermal Processes in Mountain Belts. *Science*, **273**, 637–639.
- Huerta, A. D., Royden, L. H., and Hodges, K. V. 1998. The thermal structure of collisional orogens as a response to accretion, erosion, and radiogenic heating. *J. Geophys. Res.*, **103**, 15287–15302.
- Hyndman, R. D., and Wang, K. 1995. The rupture zone of Cascadia great earthquakes from current deformation and the thermal regime. *J. Geophys. Res.*, **100**(Nov.), 22133–22154.
- Isacks, B., Oliver, J., and Sykes, L. R. 1968. Seismology and the New Global Tectonics. *J. Geophys. Res.*, **73**(Sept.), 5855–+.
- Jamieson, R. A., Beaumont, C., Medvedev, S., and Nguyen, M. H. 2004. Crustal channel flows: 2. Numerical models with implications for metamorphism in the Himalayan-Tibetan orogen. *J. Geophys. Res.*, **109**, 6407–+.
- Jeffreys, H. 1976. *The Earth*. 6th edn. Cambridge, (U.K.): Cambridge University Press.
- Jolivet, L., and Nataf, H.C. 1998. *Godynamique*. Dunod.
- Kearey, Philip, Klepeis, Keith A., and Vine, Frederick J. 2009. *Global Tectonics*. 3 edn. Wiley-Blackwell.
- Kellogg, L. H., Hager, B. H., and van der Hilst, R. D. 1999. Compositional Stratification in the Deep Mantle. *Science*, **283**, 1881–+.
- Kuhn, T. S. 1962. *The structure of scientific revolutions*. University of Chicago Press.
- Lakatos, I. 1978. *The Methodology of Scientific Research Programmes: Philosophical Papers Volume 1*. Cambridge University Press.
- Maggi, A, Jackson, J A, McKenzie, D P, and Priestley, K. 2000. Earthquake focal depths, effective elastic thickness, and the strength of the continental lithosphere. *Geology*, **28**, 495–498.
- McKenzie, D., and Priestley, K. 2008. The influence of lithospheric thickness variations on continental evolution. *Lithos*, **102**(Apr.), 1–11.
- McKenzie, D., Watts, A., Parsons, B., and Roufosse, M. 1980. Planform of mantle convection beneath the Pacific Ocean. *Nature*, **288**(Dec.), 442–446.

- Mitra, S., Priestley, K., Bhattacharyya, A. K., and Gaur, V. K. 2005. Crustal structure and earthquake focal depths beneath northeastern India and southern Tibet. *Geophys. J. Int.*, **160**, 227–248.
- Molnar, P. 1984. STRUCTURE AND TECTONICS OF THE HIMALAYA: Constraints and Implications of Geophysical Data. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **12**, 489–+.
- Molnar, P., and Tapponnier, P. 1975. Cenozoic Tectonics of Asia: Effects of a Continental Collision. *Science*, **189**, 419–426.
- Molnar, P., and Tapponnier, P. 1977. Relation of the tectonics of eastern China to the India-Eurasia collision: Application of slip-line field theory to large-scale continental tectonics. *Geology*, **5**(Apr.), 212–+.
- Molnar, P., and Tapponnier, P. 1978. Active tectonics of Tibet. *J. Geophys. Res.*, **83**, 5361–5376.
- Molnar, P., and Tapponnier, P. 1981. A possible dependence of tectonic strength on the age of the crust in Asia. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **52**, 107–114.
- Molnar, P., England, P., and Martinod, J. 1993. Mantle dynamics, uplift of the Tibetan Plateau, and the Indian monsoon. *Rev. Geophys.*, **31**, 357–396.
- Molnar, P., Boos, W. R., and Battisti, D. S. 2010. Orographic Controls on Climate and Paleoclimate of Asia: Thermal and Mechanical Roles for the Tibetan Plateau. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **38**, 77–102.
- Mooney, W. D., Laske, G., and Guy Masters, T. 1998. CRUST 5.1: A global crustal model at $5^\circ \times 5^\circ$. *J. Geophys. Res.*, **103**(Jan.), 727–748.
- Morgan, W. J. 1968. Rises, Trenches, Great Faults, and Crustal Blocks. *J. Geophys. Res.*, **73**(Mar.), 1959–+.
- Müller, R. D., Sdrolias, M., Gaina, C., and Roest, W. R. 2008. Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the world's ocean crust. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **9**, 4006–+.
- Oreskes, Naomi. 1999. *The Rejection of Continental Drift: Theory and Method in American Earth Science*. Oxford University Press, USA.
- Oreskes, Naomi (ed). 2003. *Plate Tectonics: An Insider's History of the Modern Theory of the Earth*. Westview Press.
- Popper, Karl. 1934. *The Logic of Scientific Discovery*. New York: Routledge (reprinted 2002).
- Priestley, K., and McKenzie, D. 2006. The thermal structure of the lithosphere from shear wave velocities. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **244**, 285–301.
- Priestley, K., Debayle, E., McKenzie, D., and Pilidou, S. 2006. Upper mantle structure of eastern Asia from multimode surface waveform tomography. *J. Geophys. Res.*, **111**(Oct.), 10304–+.
- Priestley, K., James, J., and McKenzie, D. 2008. Lithospheric structure and deep earthquakes beneath India, the Himalaya and southern Tibet. *Geophys. J. Int.*, **172**, 345–362.
- Ranalli, G. 1993. *Heat Flow, Rock Mechanics, and Seismicity*. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam.
- Royer, J.-Y., Gordon, R. G., Demets, C., and Vogt, P. R. 1997. New limits on the motion between India and Australia since chron 5 (11 Ma) and

- implications for lithospheric deformation in the equatorial Indian Ocean. *Geophys. J. Int.*, **129**, 41–74.
- Sandwell, D. T., Sichoix, L., Agnew, D., Bock, Y., and Minster, J.-B. 2000. Near real-time radar interferometry of the Mw 7.1 Hector mine earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 3101–3104.
- Schubert, Gerald, Turcotte, Donald L., and Olson, Peter. 2001. *Mantle Convection in the Earth and Planets*. Cambridge University Press.
- Slater, J. G., Jaupart, C., and Galson, D. 1980. The heat flow through oceanic and continental crust and the heat loss of the earth. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, **18**(Feb.), 269–311.
- Shapiro, N. M., and Ritzwoller, M. H. 2002. Monte-Carlo inversion for a global shear-velocity model of the crust and upper mantle. *Geophys. J. Int.*, **151**(Oct.), 88–105.
- Smith, W. H. F., and Sandwell, D. T. 1994. Bathymetric prediction from dense satellite altimetry and sparse shipboard bathymetry. *J. Geophys. Res.*, **99**, 21803–+.
- Stacey, Frank D., and Davis, Paul M. 2008. *Physics of the Earth*. 4 edn. Cambridge University Press.
- Tapley, B., Ries, J., Bettadpur, S., Chambers, D., Cheng, M., Condi, F., Gunter, B., Kang, Z., Nagel, P., Pastor, R., Pekker, T., Poole, S., and Wang, F. 2005. GGM02 An improved Earth gravity field model from GRACE. *Journal of Geodesy*, **79**, 467–478.
- Tapponnier, P., and Molnar, P. 1977. Active faulting and tectonics in China. *J. Geophys. Res.*, **82**, 2905–2930.
- Tapponnier, P., Zhiqin, X., Roger, F., Meyer, B., Arnaud, N., Wittlinger, G., and Jingsui, Y. 2001. Oblique Stepwise Rise and Growth of the Tibet Plateau. *Science*, **294**, 1671–1677.
- Torsvik, T. H., Müller, R. D., Van der Voo, R., Steinberger, B., and Gaina, C. 2008. Global plate motion frames: Toward a unified model. *Rev. Geophys.*, **46**, 3004–+.
- Van der Voo, R., Spakman, W., and Bijwaard, H. 1999. Tethyan subducted slabs under India. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **171**, 7–20.
- Warren, C. J., Beaumont, C., and Jamieson, R. A. 2008. Formation and exhumation of ultra-high-pressure rocks during continental collision: Role of detachment in the subduction channel. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **9**, 4019–+.
- Wegener, Alfred. 1929. *Origin of Continents and Oceans*. New York: Dover Publications (reprinted 1966).
- Willeit, S. D., and Beaumont, C. 1994. Subduction of Asian lithospheric mantle beneath Tibet inferred from models of continental collision. *Nature*, **369**, 642–645.
- Wilson, J. T. 1963. A possible origin of the Hawaiian Islands. *Can. J. Phys.*, **1**, 863–868.
- Wilson, J. T. 1963. Did the Atlantic close and then reopen? *Nature*, **211**, 676–681.
- Wilson, J. T. 1965. Evidence from ocean islands suggesting movement in the earth. **258**, 145–165.

- Zhang, P.-Z., Shen, Z., Wang, M., Gan, W., Bürgmann, R., Molnar, P., Wang, Q., Niu, Z., Sun, J., Wu, J., Hanrong, S., and Xinzhaio, Y. 2004. Continuous deformation of the Tibetan Plateau from global positioning system data. *Geology*, **32**, 809–+.